

誌會學床礦物礦石岩

第二十九卷 第四號

(昭和十八年四月一日)

研究報文

- 石狩國雨龍郡幌加内村幌加内礦山..... 理學博士 原 田 準 平
の辰砂礦床に就て
大分縣若山礦山のニッケル礦床..... 理學士 松 隈 壽 紀

評論雜錄

- 硫化銅鐵礦物類の熱變化に關する諸研究 (II)..... 理學博士 渡 邊 萬 次 郎

會 報

本會第 15 年次總會通告

抄 錄

- 礦物學及結晶學 橄欖石族の新變種 talsskite 他 5 件
岩石學及火山學 橄欖紫蘇輝石玄武岩中の紫蘇輝石を緣とる橄欖石 他 2 件
金屬礦床學 福岡市附近の水鉛礦床 他 4 件
石油礦床學 油層の化學的處理に依る増産法 他 1 件
窯業原料礦物 朝鮮産無水珪酸礬土礦物に就て 他 2 件
石 炭 石炭の變質程度に對する一要素として Donetz Basin の地史
に就て
參 考 科 學 足柄層に就て 他 8 件

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Prof. Em. at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Tunehiko Takéuti, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Kei-iti Ohmori, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, R. S.

Muraji Fukuda, R. H.

Tadao Fukutomi, R. S.

Zyunpei Harada, R. H.

Fujio Homma, R. H.

Viscount Masaaki Hoshina, R. S.

Tsunenaka Iki, K. H.

Kinosuke Inouye, R. H.

Tomimatsu Ishihara, K. H.

Takeo Katô, R. H.

Rokurô Kimura, R. S.

Kameki Kinoshita, R. H.

Shukusuké Kôzu, R. H.

Atsushi Matsubara, R. H.

Tadaichi Matsumoto, R. S.

Motonori Matsuyama, R. H.

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, R. S.

Yoshichika Ôinouye, R. S.

Ichizô Ômura, R. S.

Jun-ichi Takahashi, R. H.

Korehiko Takéuchi, K. H.

Hidezô Tanakadaté, R. S.

Iwawo Tateiwa, R. S.

Kunio Uwatoko, R. H.

Manjirô Watanabé, R. H.

Mitsuo Yamada, R. H.

Shinji Yamané, R. H.

Kôzô Yamaguchi, R. S.

Abstractors.

Iwao Katô,

Yosio Kizaki,

Kei-iti Ohmori,

Katsutoshi Takané,

Kenzô Yagi.

Yoshinori Kawano,

Jun-iti Masui,

Rensaku Suzuki,

Tunehiko Takéuti,

Jun-iti Kitahara,

Yûtarô Nebashi,

Jun-ichi Takahashi,

Manjirô Watanabé,

岩石礦物礦床學會誌

第二十九卷 第四號

(昭和十八年四月一日)

研 究 報 文

石狩國雨龍郡幌加内村幌加内礦山の辰砂礦床に就て

Cinnabar placer of Horokanai, Isikari

理學博士 原 田 準 平 (Z. Harada)

1 緒 言

大東亞戰爭下水銀資源の重要性は一段と増大して來た。北海道は各地に於て水銀礦床が発見せられ、現在本邦水銀資源上極めて主要なる位置を占むるに至つた。

北海道に於ける水銀礦床を、概觀するに、分布上三つに分類することが出来る¹⁾。

地質的に東北地方の延長と思惟せられる西南北海道に於て、第三紀の火山活動に伴はれて生成せられた金銀礦脈に辰砂が附隨して産する。後志國余市郡赤井村の明治礦山の黒礦式礦床の地表部に産したもの及び同國同郡大江村大江礦山(舊登別礦山)の金銀石英脈中に稀に発見されたもの、更に膽振國蛇田郡豊浦村に於て分解せる石英粗面岩中に網狀脈をなして発見される辰砂はこの例である。此等は何れも石英粗面岩質岩石と密接なる關係を有する。

次に北海道の脊梁山脈の西側に發達する日高系即ち古生層中に、或は此

1) 矢島澄策：地質學雜誌，第46卷(昭和14年)，315～316頁。

地帯に特殊的分布をなす蛇紋岩中に胚胎せる礦床である。日高國様似郡様似、同國春別川奥、三石奥及びシベチャリ川上流に發見された礦床は、何れも日高系の輝綠凝灰岩中に胚胎せるものであり、天鹽國中川郡常盤村恩根内の天鹽礦山及び石狩國雨龍郡幌加内村に在る幌加内礦山の辰砂礦床は蛇紋岩中に存在するものである。

第三は、大雪山を中心とする地域の各所に發見される辰砂礦床で、變朽安山岩に密接なる關係を有するものである。石狩國上川郡愛別村の愛別礦山、十勝國河東郡上士幌村勢多礦山、北見國常呂郡留邊蘂町イドンムカ礦山は、この種の礦床であり、目下稼行中である。殊にイドンムカ礦山は、その礦床の規模に於て全國に冠たるものがある。其他探礦中のものに、十勝國登別湖の西、同國芽登溫泉、北見國常呂郡置戸及び同國紋別郡中藻興部附近等のものがある。尙本地域に賦存する金銀礦床の露頭部に辰砂の發見されることがある。北見國常呂郡上生田原村北ノ王礦山に産した辰砂は此例である。

其他石狩國濱益郡濱益村泥川附近に於て、古生層に屬する粘板岩中に胚胎する金銀石英脈の露頭に近き母岩中に、辰砂の微粒が散點するのが見られる。此等の外、北見國枝幸地方、天鹽國間寒別地方、石狩國雨龍地方、日高國三石及び新冠地方の砂金地に於て砂金と共に、辰砂粒が發見される。

最近砂礦としてのクローム鐵礦が、時局下注意を惹くに至れると共に、辰砂の砂礦も看過し得なくなつて來た。樺太女麗に産する辰砂々礦床に關して最近東北帝大高橋教授が¹⁾、その調査の結果を發表せられ、吾々の注意を喚起せられた。

今回筆者は、石狩國雨龍郡幌加内村幌加内礦山を、見學する機會を得たので、その辰砂礦床に就ての概要を述べて、諸賢の御叱正を乞ふ次第である。

2 位置及び沿革

幌加内礦山は、石狩國雨龍郡幌加内村水銀山の北西麓にあり、名雨線幌加

1) 高橋純一：本誌、第28卷、昭和17年、277～299頁。

内驛より西南方約4 軒に位する。水銀山の北西麓、雨龍川と其支流ウエンナイ川との合流點の下流、數十米の雨龍川の東岸に面する段丘の崖下に位置する。

明治の末葉、稼行せられたることありし由なるも詳でない。現在數個の舊坑を見るのみである。目下舊坑の取明けと、尙その上部の地質状態とを知るために、塹壕掘りにより探礦中である。

3 附 近 の 地 形

本礦山の所在地の幌加内村水銀山は、雨龍川の南北に狹長な縦谷の南端に位する。雨龍川は、本縦谷中を蛇行しつつ南流し、その沿岸には、二段の段丘の發達が見られる。

此狹長たる雨龍川溪谷は、略幌加内街地より南方に於ては、比較的廣濶たる盆地をなす。本盆地を其中心に存する部落名をとりて、沼牛盆地ヌマウシと假稱する。この沼牛盆地内の平坦地域は、主として高位段丘によつて占めらるゝも、其略中央に標高 299.8 米の古期岩層よりなる丘陵が、聳立する。此丘陵の北側に、雨龍川の支流であるウエンナイ川、南側に同じく支流である幌加内川及び其支流の沼牛川が何れも西流し、平坦なる高位段丘面を削剝し、濕原谷を形成してゐる。此丘陵の西端に水銀山の小丘陵がある。

本沼牛盆地の南縁には 5—600 米の山嶺が、連なるも、その中央に高距 300 米の幌加内峠の凹地がある。此幌加内峠に、河成礫層の存在を見る。雨龍川は、嘗て湖沼をなしたる沼牛盆地より、この幌加内峠を通じて南に流出したことが想像される。

本地域の地形變遷史を約言すれば次の如くである。縦谷である雨龍川の溪谷の一部が、湖成盆地をなし、その南縁の蛇紋岩地體が隆起し、必從河流 (Consequent river) であつた雨龍川は、適從河流 (Subsequent river) となり、その河流の方向を變じ、蛇紋岩地帶を流れてゐたが、更に、その蛇紋岩地帶は、引續き上昇を續け、雨龍川は現在見る様な先行河 (Antecedent river) をなしてゐると解せられる。幌加内川及び其支流は逆從河流 (Obs-

sequent river) である。

4 附近の地質

本地域は、嘗て山口四郎¹⁾及び舟橋三男²⁾兩學士によつて調査研究せられた。本地域を構成する地層は、沖積層、洪積層（湖成堆積物層）新第三紀層（川端層）古期岩層（綠色片岩及び珪質片岩）及び蛇紋岩とである。

沖積層は、雨龍川の兩岸に發達する低位段丘をなし、主として粘土、砂及び礫よりなる。

洪積層は、高位段丘をなし、沼牛盆地内一帯に發達する。本洪積層は、明瞭なる成層面を有する泥炭を挟む細粒堆積物よりなり、洪積統に屬する湖成堆積物層と認められる。本湖成堆積物層（沼牛層）の下部は礫層よりなり、上部は良好なる成層面を示す粘土の水平層にして、場所により數枚の腐植物層を挟む。本洪積層の厚さは、場所により相違するも、最厚 10 米である。

新第三紀層（川端層）は、極めて小區域に、古期岩層及び蛇紋岩を不整合的に被覆しつゝ點在して分布する。その基底には常に著しき礫岩層を有し、之に多數の化石を藏し、川端統の特質を示してゐる。

古期岩層は、綠色片岩及び珪質片岩よりなり、水銀山の山麓より略東西に亘る丘陵を形成し、平坦なる高位段丘面上に聳ゆる。

蛇紋岩は、古期岩層中に、迸入せる岩體にして、本地域の南西部に廣く露出する幌加内蛇紋岩體の一部をなす。

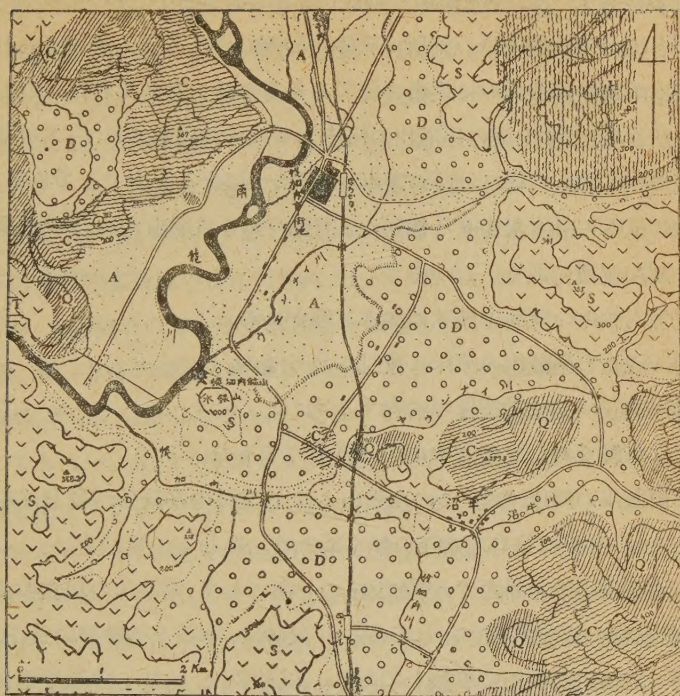
水銀山は、蛇紋岩よりなり、尙其山麓に、蛇紋岩中に捕獲せられた珪質片岩の小岩體が見られる。湖成堆積物層は、此等蛇紋岩及び珪質片岩々體を被覆する。

その基盤をなす蛇紋岩は著しく分解し居り且つその表面は、凹凸が著しい。蛇紋岩中に發見される珪質片岩體の蛇紋岩に接する部分は、褐色を呈

1) 山口四郎, 北海道帝大卒業論文 昭和 8 年。

2) 舟橋三男, 北海道帝大修業論文 昭和 15 年。

第 壹 圖



石狩國雨龍郡幌加内礦山附近地質圖（舟橋學士に據る）

- | | |
|-------------|------------------|
| A 沖積層（低位段丘） | D 洪積層（沼牛層）（高位段丘） |
| T 新第三紀（川端層） | C 綠色片岩層 |
| Q 珪質片岩層 | H 角閃石片岩類 |
| S 蛇紋岩 | |

し熱影響を蒙つたことを示してゐる。蛇紋岩の表面には厚さⅠ厘前後の水酸化鐵の薄層があり、その上に礫、砂、粘土よりなる湖成堆積物層が被覆してゐる。目下探礦中の個所に於ては、この粘土、砂、礫層は約五米の厚さを有してゐる。

5 辰 砂 礦 床

a. 分布及び産狀 雨龍川砂金地に於て、辰砂が砂金と共に産することは、

從來著明なことである。

岡村要藏學士¹⁾は、本水銀山の雨龍川に沿ふ雨龍川とその支流ウエンナイ川の合流の下流數十米の個所に辰砂の砂礫の存することを報ぜられた。

長年本地方の砂金採取に従事されてゐる谷口氏の談によれば、此地點(本礦山の所在地)より上流の雨龍川の河床より辰砂は發見されず、又此地點より下流に遠ざかるに従ひ、辰砂の粒は次第に小になるとのことである。

従つて辰砂の最も集中せる個所は、上記の如く水銀山の北西斜面殊に雨龍川に臨む個所であると云へやう。

本幌加内礦山の辰砂の産狀は次の三種がある。

(i) 現在の雨龍川の河床に發見されるもの。

(ii) 段丘の粘土砂礫層中に存するもの。

(iii) 基磐である蛇紋岩中に網狀脈をなすもの。

(i) 雨龍川の河床では、この水銀山より下流にのみ辰砂が發見される。このことは、上記の谷口氏の談の如くである。然しその量は少い。

(ii) 水銀山の西北斜面は、高位段丘の一部にして、雨龍川の現在の水位より 20 米前後の緩傾斜地をなしてゐる。辰砂は、本粘土砂礫層の最下底、即ち基磐の蛇紋岩の表面に集積してゐる。辰砂粒は、此粘土砂礫層中に發見されるのみならず、基磐の蛇紋岩の表面を被覆する水酸化鐵層の中にも、膠結されて産する。此辰砂粒の存するのは、幅約 10 厘の範圍である。

(iii) 舊坑は、蛇紋岩中の辰砂脈を稼行せる鉤押坑道であつたとのことで、礦脈を採礦せんとして、舊坑の取明けに着手したが、母岩が、分解せる蛇紋岩なるため崩壞甚しく、取明け作業は進捗せざる現状にある。然し他方、段丘堆積層より基磐たる蛇紋岩に互つて深さ 10 米餘も塹壕掘りをせるため、基磐中の状態は、多少とも明かにされた。その結果によれば、蛇紋岩中に、幅數耗の辰砂の網狀脈の存在することが、判明した。

b. 辰 砂 辰砂は、現在 (ii) の産狀のものが最も多量に産する。辰砂は

1) 岡村要藏：礦物調査報告(北海道之部)第 11 號(大正元年) 56~57 頁。

粒狀乃至大豆狀をなし、米粒大乃至大豆大のものが、最も普通である。比較的大きなものは蠶豆大のものがある。大きな辰砂塊は殊に扁平であるが、小なる辰砂粒も概して扁平乃至多角形的で磨滅された程度は少い。

この辰砂の外に、可成り多量のクローム鐵礦(砂クローム)及び磁鐵礦(砂鐵)が伴はれる。又砂白金(イリドスミン)も、極めて稀に發見されると云ふ。

現在砂クローム採取は、時局下緊急な事業として、目下本礦山を距る數軒の沼牛附近(沼牛盆地中の)にて稼業中である。更に本礦山の upstream、政和地方及び天鹽國間寒別地方等にて採取されつゝある。此等の地方の砂クロームは、何れも蛇紋岩の如き超鹽基性岩を母體としてゐる¹⁾。

c. 品位 本格的探礦に従事してより、數ヶ月しか經過せず、且母岩たる蛇紋岩が、著しく分解し居るため、舊坑の取明け及び塹壕掘りも豫定の如く進捗してゐない。従つて未だ多くの段丘の個所に於て試料を採取し、辰砂の含量を検することが行はれてゐない。筆者が、塹壕掘りの一隅より採取せしめた小バケツ(容量 5 寸立方)一杯の粘土、砂礫中より、揺り板により辰砂 70 匁を得た。その辰砂含有品位は 3% 餘となり、極めて高品位であることを示す。然し恐らくこれは最高の品位と云へやう。現在の探礦状態にてはその平均品位を求め、又その礦量を算出することも出来ない。

此段丘地にある小溪に於ては、嘗て辰砂の採取(砂礦として)行はれたことがある由である。従つて融雪期を待つて、坪掘等により廣く、數多く試料を採取しその品位を決定し、更らにその賦存範圍を知つて、礦量を定むべきである。

d. 辰砂の根源 本地域の辰砂々礦の根源が、水銀山西北麓の基磐をなす蛇紋岩に存することは、その分布及び産狀、更に蛇紋岩中に現在尙網狀脈として一部が残存することより明かである。

辰砂は、比較的低溫狀況に於て、地表近くで生成せられたものである。よつて現在見る蛇紋岩中の網狀脈は、本辰砂礦床の比較的下部に相當するも

1) 鈴木醇：本誌、第 27 卷(昭和 17 年)、229~239 頁。

のと考へられ、上部の富礦部は、侵蝕、剝削されたものと推定せらる。その辰砂粒の分布、形狀並びに粒度更に本砂礦が、湖成堆積物層の最下底等に賦存すること等から判斷すれば、その辰砂粒は遠くから運搬されたものではないことが推測される。従つて本辰砂々礦は殘留砂礦と認められる。

北海道に於て、蛇紋岩中に賦存する辰砂礦床で、比較的その全貌の明かになつてゐるものは、天鹽國恩根内、天鹽水銀礦山である。本礦山の辰砂礦床は蛇紋岩（幌加内礦山の母岩である蛇紋岩と同一地帯に侵入した同一系統のものと認められてゐる）中の蛇紋石炭酸鹽岩（Serpentine-carbonate rock）中に胚胎せる辰砂の網狀脈乃至礦染礦床である。本蛇紋石炭酸鹽岩は中部白堊紀層中に侵入せる小蛇紋岩體の縁邊部に脈岩狀を示して發達し、一般には、黝灰色にして顯著な縞狀構造を有してゐる。又部分により優白岩様或は優黑岩様を呈する。而して時に角閃石石綿、或は石英、方解石等の微細なる脈によつて白堊紀層と共に網狀に貫かれてゐる。その母岩中及び白堊紀層（頁岩）中には、絹雲母、綠泥石等が形成せられてゐるのが、鏡下にて觀察される。

辰砂は、蛇紋石炭酸鹽岩中に網狀脈をなすと共に、同岩中の白色炭酸鹽礦物中に密に礦染し、更に多量の硫化鐵礦と共に、黒色の富礦部を形成することがある。而して其礦體の多くは塊狀又はレンズ狀をなして賦存する。隨伴礦物としては、石英、方解石、菱苦土礦、沸石、滑石、硫化鐵礦、磁鐵礦、角閃石質石綿及びクローム高陵土(?)を産する。

本礦山の水銀礦床に於て、その母岩の變質及び隨伴礦物等より、その母液はアルカリ性であつたことを示してゐる。礦床の成生と共にアルカリ性熱水液により、各種の變質作用が行はれたものである。

本幌加内礦山の母岩に於ては、僅かに、辰砂の網狀脈を見るのみで、母岩の變質及び隨伴礦物等に關しては、何等得る所がない。従つて唯辰砂の殘留砂礦であると云ふ以外、その礦床の生成に關して觸れることは今日出来ない。將來の探礦に俟つのみである。然し本地方に廣く發達する蛇紋岩體

中には、斑礫岩質岩石より閃綠岩質アップライトに至る各種の岩脈が、無數に貫入してゐると云ふ事は、水銀礦床の生成に關し或種の暗示を與へるものであらう。

e. 稼行の方針 舊坑は辰砂礦脈を追つて探礦せるものか、或は探礦せしものかは詳かでない。然し本辰砂礦床は、坑道掘りによつて、基磐中の辰砂脈を求むよりは、砂礦として開發すべきものであると考へられる。基磐中に賦存する辰砂脈は、砂礦採取中に、自から之を發見し得るであらう。

6 結 語

辰砂は、從來北海道各地の砂金地より少量發見されてゐたが、今日迄それ關しての調査報告は殆んどなかつた。最近東北帝大高橋教授¹⁾が、樺太女麗の辰砂々礦に就て發表せられた論文は極めて示唆深いものである。辰砂々礦は、今日迄殆んど顧みられずにゐたが、學術的にも、又技術的にも多くの研究問題を有し、且又その開發は、時局下極めて緊急視されるに至つてゐる。

本幌加内礦山の辰砂礦床は、殘留礦床と認められる。然し未だ探礦不充分であるがために、將來解決せらるべき多くの問題を有してはゐるが、その開發は、水銀資源に乏しき我國の現状として、一日も早からんことが切望される。

~~~~~  
本礦山調査に關し、礦主今井作治氏を始め、今井良一及び大沼了介氏の御高配と御厚情とを辱うしたる所が多である。茲に心から感謝の意を表する。又研究に要せる費用の一部は、文部省科學研究費によることを明記する。

(北海道帝國大學理學部地質學礦物學教室)

~~~~~

大分縣若山礦山のニッケル礦床

Nickel ore deposits of the Wakayama Mine

理學士 松隈壽紀 (T. Matukuma)

I 緒 言

大分市より豊肥線で凡そ 1 時間にして大野郡の一邑三重町に達するが、同町の南方、一帯に散在して發達する蛇紋岩には、古く明治初年より採掘せられた鷺谷のクローム礦として著名なクローム鐵礦床¹⁾が胚胎してゐる。

しかるにこの蛇紋岩と密接な關係を有し、これに接してその東方に、ニッケル礦の賦存する事が、近時に至つて認められ、若山礦山はこのニッケル礦床に對して、昭和 12 年より探礦開發を進めて來た。

然し經濟的には現在迄に満足すべき結果を見ず、昭和 17 年 3 月より休山状態になつてゐる。筆者は昭和 17 年このニッケル礦床に就いて調査する機會を得、種々資料を研究の結果、ニッケル礦床としては特異な存在であつて、礦物上よりも種々の稀有ニッケル礦物を産し、甚だ興味ある礦床であることを知つたので、その觀察の概要を發表し、以てニッケル礦床に關する一資料として報告する次第である。

本稿發表に當り終始懇篤なる御指導と御鞭撻を賜つた木下龜城教授並びに渡邊武男教授、種々貴重な標本を貸與された岡本要八郎氏及び現地調査に便宜を與へられた若山、鷺谷兩礦山職員各位に深甚の感謝の意を表する。

II 位置 及 交通

若山礦山は大野郡三重町と南海部 (Amabe) 郡因尾 (Inbi) 村との兩村界に跨つて存する。三重町驛より南東にとり、内田附近より松尾川といふ一小流に沿ふて南に凡そ 8 軒、上鷺谷なる部落に到り、此處より東南に岐れて因尾村片内に向へば、2 軒にして舊事務所及び礦床近傍に達する。また鷺

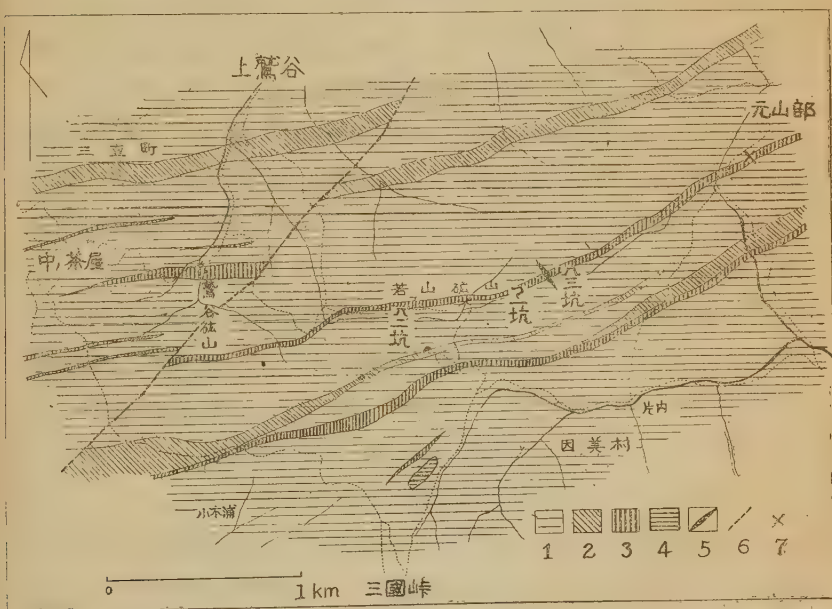
1) 木下龜城：礦床學上卷 342 頁，昭 14.

谷礦山は、上鷲谷より西南に分れ小徑を進む事 I 料餘にして達する。尙ほこれらの礦山間は、I.5 料の小徑を以て連絡される。三重町より各山元迄車馬は通ずるが、その他の乗物の便はなく、徒歩に據らねばならぬ。

III 地 形 及 び 地 質

大野川盆地の邊緣部をなす三重町附近一帯の山地は、新しい阿蘇火山噴出物に蔽はれた低平な丘陵であるが、鷲谷附近は高度 500 乃至 600 米の山地となり、大野川の南分水嶺を構成し、前輪廻の準平原が著しく侵蝕削剝さ

第 壹 圖



岩山礦山附近地質圖

1. 砂岩, 頁岩互層, 礫岩を含む
2. 珓岩
3. 蛇紋岩
4. 花崗岩
5. 安山岩
6. 斷層
7. クローム舊坑。

れ、起伏緩かな從順山形、即ち晩壯年期の山形を示すものである。

これを構成する地質は古生層或は中生層と稱せられる水成岩層に、蛇紋岩、花崗岩及び輝石安山岩の岩床乃至岩脈狀小岩體の貫入或は噴出したも

のである。

水成岩層は化石を産しないが、岩質上恐らく中生代のものと考へられる砂岩及び頁岩を主とする厚層で、これに石灰岩、珪岩、輝綠凝灰岩及び礫岩を混へ、地質の大半を構成し、鶯谷の西方内山より、三國峠を経て小野市村に達する縣道に沿ふて、標式的の露出をみる事が出来る。概して地層の擾亂烈しく、局部的に著しい褶曲をなし、從つて走向及び傾斜の變化も甚しいが、大凡その傾向は東西より北70度東に走り、傾斜は南に示す事もあるが、多くは北へ50〜70度である。斷層も可成り著しいが、大なるものは兩礦山の略々中間を北45度東に走るもので、礦床附近を兩斷してゐる。本岩層の大部分を構成する砂岩は灰色乃至暗灰色で、長石及び石英に富むアルコーズ砂岩に屬し、頁岩は砂岩と厚層の互層をなす事もあれば、又薄層の互層をもなし、暗灰色で容易に細かく碎ける。礫岩は三國峠に近い南方に多く、砂岩と互層し塊狀、礫は5〜20糎の圓礫で、珪岩質、花崗岩質のものを主とする。珪岩は砂岩及び頁岩中に薄層をなして介在するものと、厚さ100米にも及ぶ厚層をなすものがある。多くは淡綠色板狀に剝離し易いが、全く塊狀をなす事もある。厚層の珪岩は概ね塊狀で、甚しく堅硬なる爲め大きな露頭を有し、鶯谷では突兀たる懸崖をなし、元山部方面には山頂に沿ふてその巨礫が點々と連續してゐる。石灰岩は片内方面に小レンズをみるのみで多くは北部の内山附近に厚層をなして發達する。

この水成岩層を貫く蛇紋岩の接觸部には屢々顯著なる影響を與へてゐる。中の茶屋南方300米には蛇紋岩は僅か2〜3米の幅を有するに過ぎないが、その接觸部の岩石は暗灰色の脂感を呈するホルンフェルス狀の岩石となり、鏡下では殆ど全く微細な滑石のみよりなり、その南方更に300米の蛇紋岩の接觸部數糎の頁岩は暗綠黑色蛇紋岩様の緻密な岩石に變化してゐるが、薄片では黑色不透明の泥質物が夥しく散在する中に、殆ど總て陽起石の細かい集合體が發達し、陽起石は淡綠色より無色の多色性を有し、低い複屈折を示す。

蛇紋岩は礦床を胚胎する最も重要な岩石で、鷺谷礦山を中心として、中生層の走向に略々平行して走る數本の岩床乃至岩脈狀の産狀を示し、中央の斷層によつて南東及び北西の二群に分けられ、北西側には鷺谷のクローム礦床、南東側には若山ニッケル礦床を胚胎する。何れも幅狭く且走向の延長に可成り長く發達し、中の茶屋に露出するものは露頭幅凡そ10米であるが、延長は東に上鷺谷附近に及び、又鷺谷礦山の本岩は同礦山では幅員70米に達し、東方に對しては更に廣く100米に及ぶものとみられる。西方に追跡すれば急激に狭まり縣道上では滑石岩の處に示されたに過ぎず殆ど尖滅する様である。同礦山の南では北80度東、南へ80度なる接觸面を以て砂岩に境する。又中の茶屋南方600米餘内外に在る二條の蛇紋岩は走向延長は詳かでないが、露頭部は幅僅か7米内外に過ぎない。若山礦床を胚胎するものは鷺谷礦山東南の小山地の鞍部に一端を認め、これを東に露頭を追跡すれば若山より元山部の山谷に沿ふて少くも元山部々落附近に達し、延長實に3軒を越えるが、幅員は40~70米内外に過ぎず、又その南の蛇紋岩も同様最大幅100米に過ぎないが、延長は4軒に達する。何れも蛇紋岩は幅が僅か數米から100米に満たないのであるが、うねうねと走向に沿ふて連續するのを特徴とする。

鷺谷礦山の蛇紋岩は肉眼的に暗綠色乃至灰綠色で、緻密堅硬なるものあれば、亦滑光澤柔軟で破碎狀を呈するものもある。何れも徑1~2軒に達するクローム鐵礦が斑點狀に散在する。顯微鏡下では全く蛇紋石のみよりなり、橄欖石或は輝石を留めない。蛇紋石は無色或は淡黃、淡褐色で、篩狀構造を呈し、粗粒の中央部が赤褐色なるクローム鐵礦を含有する。これらを切つて淡褐色の脈狀蛇紋石が走り、脈中には恐らく二次的と想はれる磁鐵礦が配列し、又磁鐵礦は普通の蛇紋石中にも夥しく密集し、墨流し狀を呈する事もある。何れもクローム鐵礦に比較して甚しく細粒で、全く不透明である。

花崗岩は三國峠の北方凡そ1軒の縣道より若山礦山に到る小徑に點々

として存在する轉石の露出するのみで、明確な露頭部は觀察されない爲に産状は不明であるが、轉石の状態より徑 200~300 米の小岩塊として存在するものと考へられる。且つ著しく風化して、新鮮な試料も得られない。肉眼的に灰色細粒で、鏡下では石英、正長石、斜長石及び黒雲母よりなるが、著しく壓碎作用を蒙り、斜長石は概ね灰曹長石に屬し、双晶及び果帶構造明かで、半自形を呈するが、屢々双晶面は彎曲し波動消光顯著なる事があり、又細く破碎されてゐる。結晶の内部は甚しく分解し、高陵土質礦物及び暗褐色泥質物を生ずる。正長石は全く他形で淡褐色、石英の圓粒を包裹する事が多い。黒雲母は唯一の有色礦物ではあるが殆ど綠泥石化し、新鮮なものは稀であり、且極く少量にしか認められない。石英は波動消光の烈しい他形を示し、正長石と共に斜長石の間隙を埋める。壓碎作用の烈しい部分は各礦物は細く破碎され、石英及び長石の小破片が稜角に富む大きな破片の間隙を充填固結してゐる。

輝石安山岩 は若山礦床の最上部一坑々道内に發見される岩脈狀の岩石で蛇紋岩及び水成岩層を切り、一部に鎳化作用を受けてゐるが、本岩に類するものは附近には全く發見されなかつた。

肉眼的には灰綠色緻密塊狀の岩石で變朽安山岩様の外觀を呈する。鏡下では斑狀構造をなし、斑晶としては普通輝石のみにして、自形或は破片狀を呈する 0.3 耗以下の細粒で、多くは 0.05 耗内外である。色は僅かに青味を帶ぶるが多色性はなく、光學性は正、稀に双晶を示す事がある。

石英は玻璃質で暗褐色の玻璃よりなり、粒狀又は柱狀の普通輝石の微晶を混ぶるのみで長石は見られない。石英中には徑 0.1 耗内外の圓い小孔隙に富み、杏仁狀構造をなすが、その孔隙は石英及び纖維狀複屈折の蛇紋石に似た淡綠色の綠泥石に満たされる。又夥しく裂罅を生じ、これにも綠泥石、炭酸鹽礦物、石英乃至玉髓質石英が充填し、縦横に切つてゐる。かゝる二次的礦物の存在する爲に綠色の外觀を有するのではあるが、斑晶及び石英は新鮮で、何ら變質を受けてゐない。

IV クローム鐵礦床

クローム鐵礦は蛇紋岩の構成礦物として普遍的に産するが、その濃集し塊狀をなすものは古くより鷺谷礦山に於て採掘されてゐる。礦石たるクローム鐵礦は蛇紋岩中に徑 1 米内外の塊礦として不規則に存在するもので、分類上よりは集粒塊狀礦²⁾とも稱すべきで、薄片下ではクローム鐵礦は暗赤色の透明部分を有し、劈開に富み、その間隙には蛇紋石が充填してゐる。塊狀礦と蛇紋岩との中間の型式を示すものとしては、比較的多量にクローム鐵礦を混へる斑狀礦が在り、塊狀礦の切れた後に、蛇紋岩中にかゝる礦石が帶狀に連續する事が多い。クローム鐵礦は徑 0.5~1.7 耗の圓味のある、時には明かに融蝕による灣入部 (embayment) を有する。この斑狀クローム鐵礦の粗密に依つて少しく縞狀を呈し、又塊狀礦に漸移するが如きも觀察される。

その他のクローム鐵礦產地として、若山礦山内に於ても屢々塊礦を産し、又元山部には舊坑があり、多少の塊礦を産した事があるが、何れも經濟的に移行され得るに至らない。

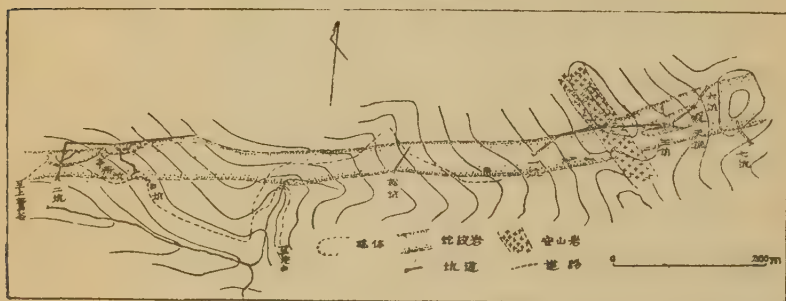
V ニッケル礦床

1 礦床概説 ニッケル礦床は稀に水成岩及び安山岩にも及ぶ事もあるが、大半は蛇紋岩を最も主要な母岩として、緊密な關係を有してゐる。母岩たる蛇紋岩は一般に著しく破碎狀を呈し、その破碎面に沿ふて炭酸鹽礦物及び珪酸礦物の細脈が網目狀に發達し、それらを充填膠着する。礦床はかゝる部分からなる網狀礦床にして、主要礦體は上鷺谷と元山部との間の分水嶺附近の露天堀、三坑を中心とする部と二坑との兩者からなる。その他に礦化作用を受けたる處も少くはないが、礦床としては殆どみるべきものがない。礦體の近くでは蛇紋岩は一般に甚しく炭酸化作用を受ける。礦石は更に烈しく變質し、肉眼的に陶器質乃至玻璃質の感を與へるが、檢鏡の結

2) 鈴木醇：本邦產格魯漠鐵礦々石に就て (I) 岩石礦物礦床學會誌 27 卷 3 號 昭 17. 116~127 頁。

果は全く非晶質な珪酸よりなる。今これを蛋白石岩と稱するが、この甚だ異様な蛋白石岩も又破碎され、各種の珪酸の細脈が網状に走り、多くのニッケル礦物はその中に硫化物或は砒化物として賦存する。脈石としては蛋白石、玉髓、石英及び菱苦土石を産し、ニッケルは針ニッケル礦 (millerite)、黄

第 貳 圖



若山礦山主要部略圖

鐵ニッケル礦 (bravoite)、砒ニッケル礦 (chloanthite) に賦存し、何れもニッケル礦物としては甚だ稀な存在である。脈石或は礦石の構造等から推察するも極めて低温の膠狀溶液より生成された事は明かで、ニッケル礦床としては斯かる成因を有する事は珍しい例で、吾人の興味を惹く處大である。

2 母岩及びその變質 礦床に近接する母岩は何れも多少の變質を受けてゐるが、就中蛇紋岩は母岩の大部分を構成し、且又最も顯著に變質してゐる。

若山礦山の蛇紋岩は暗綠黑色乃至灰綠色滑光澤著しいが、他の蛇紋岩に比し強く破碎狀を呈し、容易に崩壊し易い傾向が顯著である。鏡下に檢すれば全く蛇紋岩化し、橄欖石等の原礦物は全然留めず、纖維狀、羽毛狀、火焰狀、流狀、稀に篩狀構造をなす複屈折の低い無色或は淡灰色の絹布石及び蛇紋石を主とし、I 耗前後のクローム鐵礦及び細粒の磁鐵礦を混へる。概して碳酸鹽礦物を多量に伴ふのが常である。碳酸鹽礦物を増加した本岩は肉眼的には漸次滑光澤を失ひ淡灰綠色を呈する。炭酸化蛇紋岩中には略々その走向に平行して縞狀或は重膜狀に黄灰色の碳酸鹽礦物の細脈が肉眼的に

も可成り顯著に發達し、稍緻密な岩石となる。鏡下では屈折率高く、又複屈折の大なる菱苦土石が不規則に、時には劈開に沿ふて蛇紋石を交代し、網目狀に著しく多量に發達し、時には殆ど蛇紋石を残存しない事がある。この菱苦土石は殆ど結晶形を示さず、褐乃至暗褐色に汚濁するのが多く、結晶形を明かにするものは稍清澄となり、波動消光を示す。

炭酸化蛇紋岩より礦體に接近すれば、それによく類似する黑色或は綠色の岩石に變じ、強い玻璃光澤を呈する暗色礦物中に黑色亞金屬光澤を呈する礦物の小塊を含有する岩石となる。これは菱苦土石と珪酸よりなり、菱苦土石はその構造その他の性質前記のものと殆ど大差なく、珪酸は浮上りの強い而も屈折率はカナダバルサムより低い非晶質の蛋白石が著しく、局部的に蛋白石は多少微弱な複屈折を示して、絹布石に見誤り易い火焰狀の消光をなす事がある。黑色小塊狀の部分はクローム鐵礦の集合體であつて蛋白石が細脈をなしてこれを格子狀に切つてゐる。本岩は炭酸化蛇紋岩中に殘存せる蛇紋石が珪酸によつて交代されたものである。

礦床の主要部分且つその大半を構成してゐるものは、既述の岩石とは可成りに肉眼的性質を異にし、青白乃至白色の陶器質或は瑤瑯質の感を與へ、又は暗灰色の甚しく強い玻璃光澤を呈する岩石で、風化面は酸化して褐色に汚染され、樹脂様の鈍い光澤を呈する。何れも緻密な珪酸、蛋白石よりなり、これを蛋白石岩と稱するが、ニッケル礦の大半は本岩を切る珪酸脈中に賦存する。著しい特徴としては、普遍的に、極く微粒より徑 2 耗内外に及ぶ鋼灰色の金屬光澤を有する礦物を散存し、多くは正八面體の自形結晶を明かにするが、時には夥しく集合し、厚さ 1 厘長さ數厘に亘り、帶狀に連鎖してゐる事である。本礦物はクローム鐵礦である事が確められたが、蛋白石中にクローム鐵礦の産する事は甚だ奇異な感を與へる。薄片にて檢すれば大半淡褐色の蛋白石よりなり、處々空隙中には玉髓或は玉髓質石英が充填し、腎臟様の膠狀構造をなす。クローム鐵礦は暗赤色にして珪酸礦物の細脈に依つて切られてゐる事が多い。菱苦土石の如き礦物は殆ど存在しな

い。極く稀に暗赤色の辰砂の微粒を含んで居り、大分縣内各所に知られてゐる水銀礦床¹⁾の礦石によく類似するもので、本礦床がそれらと何らかの關係が存するのではないかと暗示される。

これらの岩石の成因を考察するに、何れも蛇紋岩の炭酸化作用及び珪化作用の結果に依る事は容易に推察される處であつて、蛇紋岩は原岩たる橄欖岩より蛇紋岩化作用の途中に菱苦土石を析出したかも知れぬが、本礦床に於ては、炭酸化著しき點より、礦化作用に依つて著しく炭酸鹽礦物を増加し、既述の如き母岩を形成したものと思考される。

その後珪化作用顯著になり、炭酸化蛇紋岩中の蛇紋石を蛋白石に依つて交代された。蛋白石岩は珪化作用を最も遅ましようする事によつて、原岩石を全く留めず、僅かにクローム鐵礦のみ取殘されたもので、鷲谷礦山に見る珪狀礦の如き礦石或は蛇紋岩の構造は、蛋白石岩のクローム鐵礦のそれと全く一致する。

砂岩及び頁岩には珪酸の細脈が多小發達するのみで著しい變質を受けず、又輝石安山岩に於ては既述の如く綠泥石、珪酸及び炭酸鹽礦物の不規則細脈が發達するが、蛇紋岩に於ける程烈しくはない。

3 礦石の產出狀態及び構造 ニッケル礦の大半はこの著しく變質した蛇紋岩、就中蛋白石岩に伴ふて産し、一部のものは水成岩或は輝石安山岩中にも賦存するが、礦石はこれらの母岩中の網狀裂隙に沿ふて走る珪酸の細脈の中に含まれ、網狀礦床を形成してゐる。

主要礦化帶は鷲谷、元山部間の分水嶺なる鞍部の輝石安山岩の東側即ち三坑及び露天掘を中心とする一帯と、西方の二坑々内の二部であるが、輝石安山岩の兩側には概して礦化作用が著しい傾向がある。

礦石の大半は蛋白岩によく發達し、甚しく鋭い稜角に富む同岩の角礫の間隙に沿ふて沈澱する細脈は、その幅大なりと雖も 10 厘に達するは稀で、

1) 木下龜城：九州の水銀礦床，岩石礦物礦床學會誌 25 卷，昭 16. 29~35, 66~77 頁。

小なるは 2~4 耗より顯微鏡的のものに亘り、角礫狀構造著しく、且つ小晶洞に富み、幅僅か 3~4 耗位の小裂隙を充填するに、脈石は脈壁に沿ふてのみフィルム狀に沈澱する等、空所の多い事屢々である。又蛋白石岩の小破片が膠着されずに晶洞中に懸垂する事もある。

脈石としては玉髓質石英が大半を占めるが、粗粒質石英、玉髓、蛋白石及び菱苦土石も伴ふ事多く、分布、構造等を地域的に異にする。

淺部を代表する三坑、露天掘附近では、菱苦土石、蛋白石を比較的に多量に有し、石英は微量であるが、肉眼的には白色、乳白色等で、脈壁に平行してこれら礦物が交互沈澱を行ひ、對稱縞狀をなした明瞭な膠狀構造が見られる。薄片では、菱苦土石が多くは 0.5 耗餘の比較的粗粒のものより、0.1 耗内外の細かきに至る柱狀或は粒狀結晶の櫛狀構造をなして、脈壁又はそれに近く晶出し、常に蛋白石と共存する。脈中に産する菱苦土石は炭酸化蛇紋岩のそれと比較して肉眼的にも劈開が明かで、鏡下では結晶形明かにし清澄である。

蛋白石 は菱苦土石と相伴ふて産し、又少量の玉髓時に石英をも沈澱する。この部の細脈ではこれら礦物が交互に皮殼狀の膠狀構造をなすが、裂隙の屢々再開が行はれたものゝ如く、Complex crustification 構造の發達が著しい。

露頭部に於てはこの細脈が母岩より風化に對して抵抗強く、骸骨狀に突出してゐる。

稍深部より示す二坑の礦石は、淺部のものとは肉眼的にも可成り相違し、半透明乳白色か、黝色を帶び透明なるもの、或は全く黑色となり、縞狀構造は幾分明瞭を缺くが、鏡下では鮮明な膠狀構造をなす玉髓質石英を主とし、玉髓及び粗粒石英を伴ひ、概して結晶質となり蛋白石は全く認められない。石英は放射纖維狀、櫛狀及び粒狀の且つ大きさの異なる縞狀の配列をなし、交互に相重り、放射纖維狀質では十字消光、他は波動消光、搖焰狀或は羽毛狀消光等の様々の構造を示し、櫛狀の羽毛狀消光をなすものと、細粒質のもの

、交錯する部は格子狀構造を呈する。菱苦土石は深部に至れば少く、僅かに微粒結晶が珪酸質被累に並行して散點狀に配列するのが偶々認められるに過ぎない。

斯かる細脈は母岩との境界鮮明なる淡色部であるが、全く黑色な細脈では、微細な硫化物を伴ふ隱微晶石英の集合體で、母岩に對して著しく交代作用を示し、その境界は漸移的に變化する。

4 造礦々物の賦存狀態 ニッケル礦その他の硫化礦物も、脈石と共に相並んで、その賦存狀態は略々一定の規則性を有してゐる。辰砂は礦床では極く稀な存在であるので、賦存狀態は明瞭を缺くが、蛋白石岩中に礦染して存し、その細脈に切られてゐる點から見て、最も早期に晶出したものであらう。砒ニッケル礦は又少量に過ぎないが、黃鐵ニッケル礦と密に共生して蛋白石—菱苦土石脈に伴ふて脈の最内部に賦存する。

黃鐵ニッケル礦は大半白鐵礦に伴ひ、一部砒ニッケル礦と共生するが、上部の礦體では微量で深部の二坑々内に著しく多量に産する。従つて脈石として蛋白石及び菱苦土石の少い珪酸脈に認められ、脈中では通例脈壁に近く、且つ幅大なる脈よりはそれから分岐せる細脈中に濃集する傾向が強い。白鐵礦は最も普遍的に散布するが露頭部に近ければ黃鐵ニッケル礦同様減ずる様で、深部に多い。

針ニッケル礦も普遍的に産し露頭部の酸化帶に綠色ニッケル礦物に包まれる黑色礦物として相當に認められ、又特に深部にも多量に産してゐる。

要するに礦石及び脈石の賦存狀態は礦床の深さの變化に依る影響が顯著で、上部では菱苦土石及び蛋白石を主要脈石とし、針ニッケル礦を主要ニッケル礦物とし、白鐵礦及び砒ニッケル礦を産するのに對し、深部では脈石は略々結晶質となり、ニッケル礦は多量の黃鐵ニッケル礦及び針ニッケル礦に依存し、尠からざる白鐵礦を集中して、全く硫化物のみよりなり、砒ニッケル礦を缺除して居る。

上下僅か2 水平面の比較では正確な結論を得るに至らないが、凡そ以上

の如き帶狀分布の可能性が推論される。

5 礦床の二次的變化 露天掘の行はれてゐる地域は地形上東西に走る小山塊の稍突出した部分に當り、強く風化作用を受ける。この部分の鑛石は母岩が容易に風化侵蝕され、網狀の炭酸鹽礦物及び珪酸脈が耐へて殘存するが、硫化物は殆ど全く隨伴せず、且つ亦何ら燒けの如きものも認められない。然るに地表より 1.5 米許り下方では、細脈を取圍んで多量の綠色礦物が存し、可成り良質の鑛石を形成してゐる。この綠色礦物は翠ニッケル鑛乃至炭酸ニッケル鑛及び所謂珪ニッケル鑛とも稱すべきであるが、この種の鑛石を仔細に觀察する時、多く針ニッケル鑛が認められる。露天掘では針ニッケル鑛は極く稀であるがその下方の三坑々内に於ては多量に各種の綠色ニッケル鑛を伴ふてゐる。

ニッケル鑛床の露頭部ではニッケルが天水或は硫酸性溶液に容易に溶けて運び去られるものと解され¹⁾、却つて地下に於て良好な鑛石を形成する傾向のある事は、既に指摘されたる處である²⁾。

二坑の鑛石では裂罅に沿ふて幾何かの綠色礦物を産するが、上部の如く多量には存しない。

斯かる綠色ニッケル鑛は、上部では針ニッケル鑛、下部ではこれと黃鐵ニッケル鑛とが二次的に富化された結果に外ならない。

IV 礦 物

菱苦土石 (Magnesite) 蛇紋岩を交代すると共に礦脈中にも産するが、前者が不規則塊狀をなし、褐色に汚濁するに對し、後者は無色清澄で、結晶形を明かにする。徑 0.07 耗より 0.5 耗内外の細粒で肉眼的に黃色を帶び、劈開も明かで珪酸礦物とは容易に識別されるが鹽酸によつて發泡しない。

蛋白石 (Opal) 蛋白石岩の大半を構成するが、礦脈中には寧ろ小量で、淺部に多い。鏡下に於て等方性、著しく屈折率の低い事に依つて區別され、淡

1) W. Lindgren : Mineral Deposits, p. 870. 1933.

2) 木下龜城：夏梅礦山四近のニッケル鑛床，岩石礦物鑛床學 14 卷 2 號 71 頁昭 10.

褐色である。

玉 髓 (Chalcedony) 蛋白石よりは明かに屈折率高く纖維状である事に
より識別されるが、玉髓質石英とは同様の構造を示す爲に屈折率のカナダ
バルサムより低い場合を玉髓とした。

石 英 (Quartz) 脈石の主要部分を構成し、深部に従ひ増加する。晶洞中
では稀に柱状結晶をなす事もあるが、結晶は少く、時には5耗内外の乳頭状
を呈する事あり。

クローム鐵礦 (Chromite) 蛇紋岩中に散點し、或は徑 50 糎餘の塊状をな
して時に産する。蛋白石岩中に又尠からず含有されてゐる事は既述の通り
である。蛇紋岩の珪化作用が遅うせられたにも拘らずよく殘存し、屢々
ニッケル 礦物と見誤られたが、硼砂球反應に依つてもクロームの存在が知
られ、顯微鏡的にも明かである。細脈中にも捕獲されてゐるのが礦床生成前
の殘晶に過ぎない。

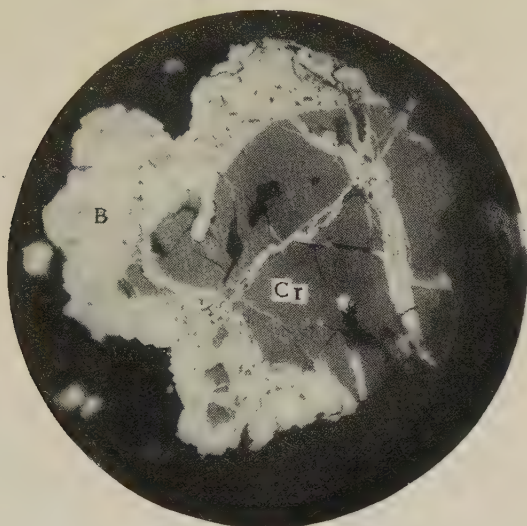
常に鋼黑色の八面體自形結晶で、薄片下では暗赤乃至暗赤褐を示し、後期
の礦石礦物に切られ破片状を呈し或は幾分交代される場合も尠くはない。
反射顯微鏡下では灰色の弱い反射力を有し硬度極めて高く研磨し難い (第
參圖)。

辰 砂 (Cinnabar) 蛋白石岩中に礦染状に微粒暗紅色の斑點として認め
られるのみで、これを琢磨しても該當する金屬礦物はみえず、その部は直交
ニ科尔下で著しい赤色の内部反射を示すに過ぎない。ニッケル 礦を含む細
脈に貫かれ、礦石中最も早期の晶出に依るものであらう。

針ニッケル礦 (Millerite) 本礦物が礦床中に多量に産して稼行される事は
極く稀であるが本礦床に於ては早くよりニッケルを供給する主要礦物とし
て認められてゐる¹⁾。強い眞鍮黄色の金屬光澤を放つ針状結晶が放射状に
集合し、大なるは徑 1 糎に達し、菊花を鏤めたるが如く輝きて偉觀を呈する
が、通例 5 耗内外の不完全な放射状をなして、珪酸脈中に密に晶出し、或は

1) 木下龜城：新産礦物之記 廣島地學同好會誌 9 卷 1 號 昭 13, 1~2 頁。

第 參 圖



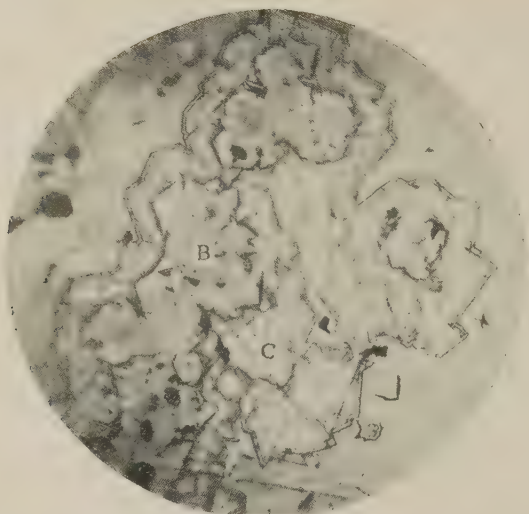
クローム鐵礦 (Cr) を脈狀に交代する黃鐵ニッケル礦 (B) : $\times 208$.

第 四 圖



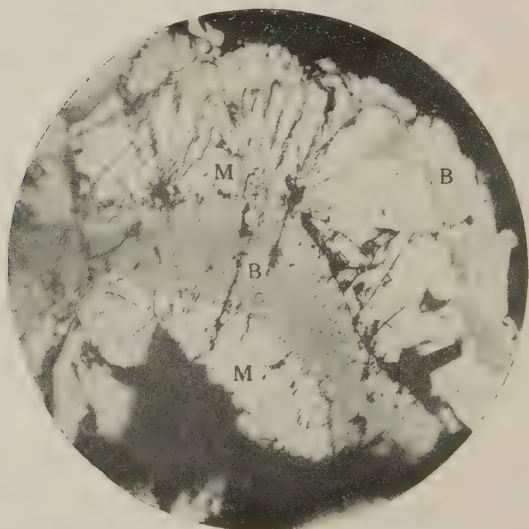
黃鐵ニッケル礦 (B) の自形結晶を包圍する針ニッケル礦 (Mi) $\times 187$.

第 五 圖



果帶構造をなす砒ニッケル礦 (C) と表面連晶をなす黃鐵ニッケル礦 (B)
 × 356 油浸 HNO_3 腐蝕.

第 六 圖



放射狀白鐵礦 (M) と果帶構造をなす黃鐵ニッケル礦 (B) との皮殻狀構造
 × 230 HNO_3 腐蝕.

母岩片間の空隙中、脈石を伴わずに着生する。

研磨硬度 餘り高くはなく平滑な琢磨面を得る。

色 クリーム黄色の強い反射力を有し、白鐵礦より黄味を帯び黄鐵ニッケル礦の黄鐵礦部(後述)に似る。反射多色性は明かでない。

異方性 著しく異方性を示し、特に伸長方向に平行な面に強く、鏡臺を 45° 左へ廻轉する時は帶綠黄色、右へ 45° 廻轉すれば青色を呈するが、伸長方向に直角な断面では等方性を示す。

腐蝕試験 $\text{HNO}_3(1:1)$, HCl , KCN , KOH , FeCl_3 には作用せず、濃 HNO_3 により褐變し、結晶面に沿ふて黒く侵され、 $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{KMnO}_4$ に對しても同様なり。

他の礦石との關係は明かでないが辰砂を切る細脈中に賦存し、黄鐵ニッケル礦の自形結晶を包圍する場合があります稍後期の晶出にかゝる様である(第四圖)。

白鐵礦 (Marcasite) 單獨に或は黄鐵ニッケル礦と共生して普遍的な存在を示し、重要な造礦々物である。單獨に産する場合は柱狀自形結晶をなし長さ 0.5 耗に及ぶ事もあるが、多くは不規則な他形をなす 0.1 耗内外の細粒なるが常なり。

從つて肉眼的には針ニッケル礦とは比較的容易に識別出来るが、黄鐵ニッケル礦とは見分け難い。琢磨面に於ける性質は

硬 度 大にして鋼鐵針にて傷付得ない。充分に琢磨せば滑かな表面を得られる。

色 クリーム黄色であるが針ニッケル礦に比して遙かに淡色で寧ろ帶青白黄色に近い。反射多色性を有する。

異方性 甚しく強い異方性を有し黄鐵ニッケル礦とは容易に區別される。

構 造 (110) の双晶が發達し方位の相違により直交ニ科尔下で鮮明に認められ、又硬度の差に依つても双晶面に浮上りを生じ、或は多少の色彩の

變化にも瞭然と示され、 HNO_3 で腐蝕すれば、これらの構造は一層明瞭となる。黄鐵ニッケル礦と累晶をなす場合屢々同礦の表面よりその柱狀結晶が簇生し放射狀或は楕狀構造をなす(第六圖)。

腐蝕試験 HNO_3 (1:1) 徐々に發泡し、黄褐色に變ずる。蒸氣は褐乃至黄褐色に染めるが、各結晶によつて異り結晶の境界或は双晶が示される。

$\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{KMnO}_4$ HNO_3 と同様著しく作用し構造を明示する。その他の試藥に對しては全く negative である。

砒ニッケル礦 (Chloanthite) 淺部の蛋白石菱苦土石脈にのみ産するに過ぎず目つ小量であるので分布状態は明かでない。それら細脈中に幅漸く3耗に達する程度の鋼灰色礦物として認められる部分を琢磨して得られる。同脈の最内部に脈石と膠狀構造をなして産するが、鋼灰色礦物は鏡下で累帶狀の二種の礦物よりなり、殆ど全體を占めるは灰色を帯びた白色礦物で、その中に純白反射力高き礦物を累帶狀に一重乃至二重の鍵型に曲折する輪型の薄層として包んでゐる。前者は黄鐵ニッケル礦、後者は砒ニッケル礦なれど、腐蝕面でなければ兩者殆ど辨別出來ず同一礦物の累帶構造と見誤り易い(第五圖)。

硬 度 大にして鋼鐵針にて傷付得ず黄鐵ニッケル礦より大なり。

色 極めて高い反射力を有し銀白色、略自然銀に近い。油浸系では淡灰色なり。

異方性 無し。

腐蝕試験 HCl , KOH , KCN 何れも negative, HNO_3 (1:1) には直ちに發泡し褐色より黒色に急變し累帶構造を示す。

$\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{KMnO}_4$, $\text{KOH} + \text{KMnO}_4$ の何れもよく作用し構造を明かにする。 FeCl_3 , HgCl_2 に對しては何ら反應を示さぬ。

試藥によつて腐蝕を行へば砒ニッケル礦の部分は著しく作用し黄鐵ニッケル礦との輪廓に平行な微細な黒線を以て累帶構造を示すがこの構造は本礦の顯著な特徴である。

黄鐵ニッケル礦 (Bravoite) 本礦は針ニッケル礦と共に最も重要なる造礦々物として多量に産する。本邦に於ては黄鐵ニッケル礦は長野縣天童礦山より産出する事が報告されるのみの如く¹⁾、外國では Hillebrand²⁾ に據りペルーの Minaragra 礦山に發見されたのに始まり、1924 年 Buddington³⁾ はアラスカより産出を報告し、1929 年には Kalb 及び Meyer⁴⁾ がドイツ Mechernich 産の本礦物に就いて顯微鏡的觀察及び化學分析を行つてゐるが、Buddington と共に $(\text{Ni, Fe})\text{S}_2$ なる分子式を與へてゐる。その後 1930 年 Short 及び Shannon⁵⁾ は本礦の反射顯微鏡下に腐蝕試験を行つた結果、Buddington のペントランド礦或は磁硫鐵礦を交代する礦物は Violarite であつて、Mechernich 産の累帶構造をなす本礦を黄鐵ニッケル礦として琢磨面の性質を記載してゐる。同礦は紫色及び眞鍮黃色礦物が著しく累帶構造をなし、Kalb 及び Meyer は分析の結果紫色部をニッケルの含有高く Bravoite、黃色部に對しては含ニッケル黄鐵礦と命名してゐるが、要するに黄鐵礦 FeS_2 中の Fe の一部を Ni に代るものと考へられてゐる。

若山礦山産の黄鐵ニッケル礦は鋼灰色粒狀をなすが餘り微小な爲ループを以ても結晶面を見極める事は至難である。琢磨面に於て漸く黄鐵ニッケル礦なる事が確められるが、概して累帶構造顯著で、紫色部の累帶は黃色部に比し遙かに多量に占め、ニッケルの含有量大いに高い事が知られる。然し本礦は常に鋼灰色を呈せず、肉眼的には白鐵礦と共に淡黃色、殆どそれと同様な外觀を呈する本礦も多量に産し、琢磨面では可成り黃色部に富み、含ニッケル黄鐵礦よりなる事がある。結局成分の如何によつてその肉眼的性

1) 小林春夫：長野縣下伊那郡青崩峠天龍礦山の含ニッケル磁硫鐵礦床に就て 地質學雜誌 47 卷 566 號 昭 15. 449 頁。

2) W. F. Hillebrand: Amer. Jour. Sci. Ser., 4, Vol. 24, 1907. p. 151.

3) A. F. Buddington: Alaskan nickel minerals. Econ. Geol., Vol. 19, 1924. pp. 521~541.

4) G. Kalb und Emil Meyer: Die Nickel-und Cobaltführung der Knotten-erzlagertätte von Mechernich., Centralb. f. Mineral., Abt. A, 1926. pp. 26~28.

5) M. N. Short and E. V. Shannon: Violarite and other nickel sulphides. Amer. Mineral., ol. 15, 1930. pp. 1~22.

質を異にし、銅灰色部のみならず、白鐵礦と識別出來ぬ様な部分をも琢磨せば、本礦が認められる。反射顯微鏡下の性質次の如し。

色 甚しく累帶構造の發達する結果、成分の變化と共に色彩も相應じて變じ個々の研磨試料を比較しても一定しない。紫及び黄色を標準とすれば大凡それらの漸移する各種の色を示し、紫色系統では灰紫、帶紅紫色、黄色系統ではクリーム黄、紫褐黄、紫紅黄色を示し常に白鐵礦より遙かに黄味が強い。又白乃至灰白色比較的高い反射力を有する事がある。油浸系では濃色となり黄、黄褐、紅紫、灰紫及び紫色等となる。

異方性 無し。従つて白鐵礦とは色以外で容易に識別し得る重要な性質である。

腐蝕試験 HNO_3 (1:1) 稍長く作用せしめると黄色部は徐々に侵されて黄褐色より黒變し、多少の發泡をみる事がある。

蒸氣は黄褐色に染める。その結果白或は紫色部との境界、劈開及び累帶構造を明かにする。然し白或は紫色部は全然反應を示さず、濃 HNO_3 に對しても黄色部が烈しく反應を呈するにも拘らず變化はない。 HCl は礦物に變化はないが液は黄色に變ずる。 KCN 、 KOH 、 FeCl_3 、 HgCl_2 は何れも negative、 $\text{KOH} + \text{KMnO}_4$ 、 $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{KMnO}_4$ は構造の腐蝕に對して良く作用する。

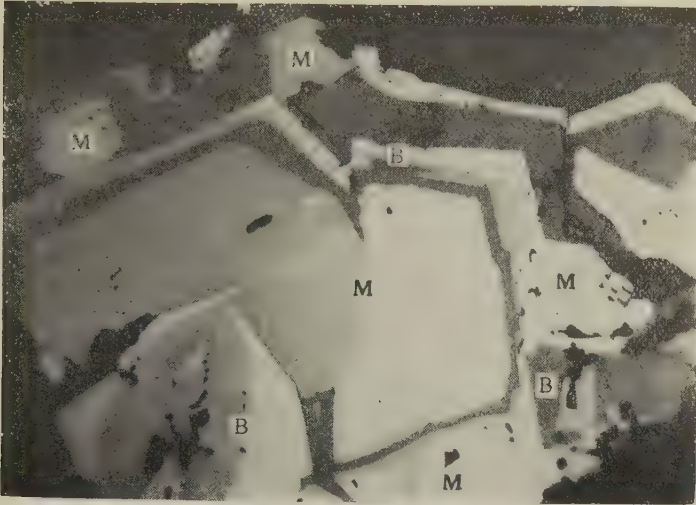
累帶構造は上述の色彩の變化に依つて甚だ明瞭に示されるが $(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$ の $\text{Ni} : \text{Fe}$ の比率に結果するもので累帶の紫或は白色部は Kalb 及び Meyer の黄鐵ニッケル礦、黄色部は含ニッケル黄鐵礦に相當する。個々の結晶は累帶構造に依つて屢々六角形の五角十二面體の形を明かに示す事がある。

斯かる累帶構造の良く發達するものはペントランド礦より二次的に生成された紫色礦物と異なり、黄鐵ニッケル礦なる事は明かである¹⁾。

成分及び構造等は必ずしも簡單ではなく、白鐵礦と密接な關係を有し、略

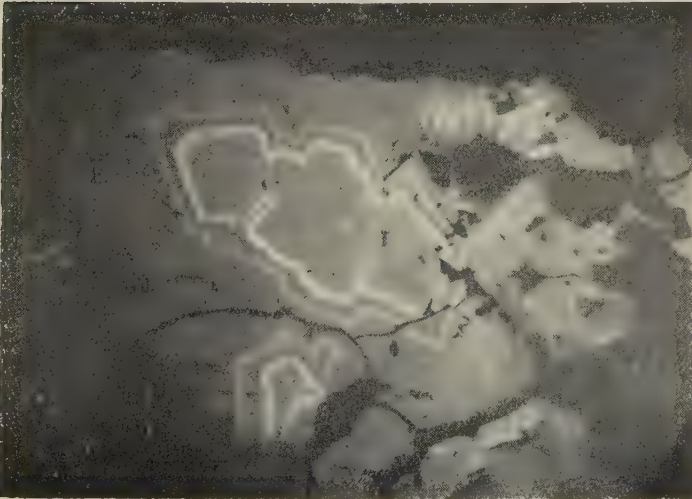
1) H. Schneiderhöhn und P. Ramdohr; Lehrbuch der Erzmikroskopie. Bd. II, 1931. p. 176.

第 七 圖



表面連晶をなす黄鐵ニッケル礦(B)と白鐵礦(M), 白鐵礦は多色性を有し, これを包圍して黄鐵ニッケル礦の果帶が發達する。 × 440 油浸

第 八 圖



黄鐵ニッケル礦果帶(暗灰色)に富む同礦。白色は黄鐵礦果帶 × 387 油浸

々次の如き傾向が顯著に認められる。

即ち白鐵礦を全然又は極く僅少にしか伴はぬ時は、第一に、累帯に表はれる色は黄及び白色とか、黄及び紫色とかの二種程度からなる、換言すれば個々の結晶内の黄鐵ニッケル礦累帯の各々は略々一様の成分を有し、同時に各含ニッケル黄鐵礦累帯も一定の成分である。第二に黄鐵礦累帯は極く少量で狭い細條をなして黄鐵ニッケル礦累帯の幅廣き累帯間に挟存するに過ぎない。これに反して白鐵礦を多量に伴ひ、或は表面連品をなす時には、紫、紅紫、黄褐色等の複雑な多種の色からなる累帯構造を構成し、黄鐵礦累帯は黄鐵ニッケル礦累帯より遙かに多量となり、時には殆ど後者を留めない事も尠くはない。

然し一般に本礦の核心部は常に黄鐵ニッケル礦累帯からなり、周邊部に黄鐵礦累帯の多い傾向があり。

白鐵礦と本礦との關係は著しい成分の變化を來す様な緊密な共生關係を示してゐるが兩者間の構造は次の様である。ニッケルに富む本礦の産する附近では白鐵礦は概して少量となり或は殆ど見ない様になるのは上述の通りであるが、多少伴ふ場合は白鐵礦は黄鐵ニッケル礦の略々自形結晶の表面を蔽ひ、時には稍不規則な入込みをなす事もあるが、概ね直線的な關係を示し、稀にそれを包裹し明かに後期の品出なる事を示してゐる。白鐵礦の著しく多量に存在する時は交互に相重り、表面連品をなす事が多い(第七圖)。その場合多く核心部に白鐵礦を保有し、白鐵礦の菱形の自形結晶を包圍してその結晶面に平行して等方性を示す黄鐵ニッケル礦の累帯が生長し、更に白鐵礦が被膜狀に包み、表面連品を構成する事が屢々觀察される。亦必ずしも平行に發達しなくとも第六圖の如く細粒柱狀結晶の白鐵礦が黄鐵ニッケル礦の表面に櫛狀或は放射狀に簇生し、これを蔽ふて黄鐵ニッケル礦が發達する等が觀察される。然し兩者間には何れの場合にも何ら交代作用による關係は認められない。

黄鐵ニッケル礦は針ニッケル礦と共存する事は稀であるが、黄鐵ニッケル

礦の自形結晶が針ニッケル礦に包圍されてゐる場合が觀察され、針ニッケル礦は稍後期に晶出したと考へられる。

砒ニッケル礦とは既述の通りであるが、同礦を包む黄鐵ニッケル礦は、強く白色で輝く反射力の高い果帶を殆ど示さぬので、或は黄鐵ニッケル礦ではないのではないかと思はれたが、腐蝕試験の結果は略々それに一致し、且つ本礦の周邊部の脈石と接する處に僅かに多少黄色を帯びた小片が認められ、恐らくこれが黄鐵礦果帶を代表するものとして、砒ニッケル礦と表面連晶をなす黄鐵ニッケル礦と確定した。

礦物の生成順序 以上より初生礦物の生成順序をみるに、砒ニッケル礦、針ニッケル礦は黄鐵ニッケル礦との關係以外は明かでないので確たる事は言へないが概ね辰砂—黄鐵ニッケル礦、白鐵礦、砒ニッケル礦—針ニッケル礦の順を以て晶出したものと推定される。

珪ニッケル礦 (Garnierite) 本礦床の露天掘及び三坑に於ては礦床は著しく露天化作用を受けて多量の緑色の二次礦物を産する。淡黄緑乃至卓綠色を呈し、硬度は低く鋼鐵針に依つて容易に傷付く、玻璃光澤を有し、孔隙に於ては表面は腎臓狀を呈してゐる。本礦物は珪ニッケル礦或はそれに類似する礦物で、顯微鏡下に於ては淡緑乃至濃黄綠色隱微晶質纖維狀をなし、屈折率カナダバルサムより高く、微かに異方性を有する。濃黄綠色のものは複屈折甚だ低く、直交＝コル間では暗黒に近いが、淡緑色のは稍高い複屈折を示して居り、後者は寧ろ綠泥石ではないかと考へられる。然し何れも内部に放射狀不透明礦物、針ニッケル礦を包裹してこれを交代し、濃色部には針ニッケル礦を留めない様である。従つて本礦物は針ニッケル礦が天水の作用で分解し珪ニッケル礦として沈澱したものである。

翠ニッケル礦 (Zaratite) 珪ニッケル礦と略々同じ様な緑色礦物で同礦の表面に沿ふて綠黄色柔軟な土狀礦物として産し、珪ニッケル礦とは殆ど光澤の有しない點で簡単に識別出来る。珪ニッケル礦の間隙を充たす。鹽酸によつて烈しく發泡して溶解する。

成因的考察

本礦床が蛇紋岩と密接な關係を有して生成された事は當然に推察される處ではあるが、ニッケル礦床の多くが鹽基性岩石に伴ふて、その岩漿分化の際に濃縮し、或は比較的高溫の熱水溶液より沈澱するのに比較する時、著しい相違がある。

母岩である蛇紋岩は著しく珪化されて蛋白石岩と化し、硫化物が玉髓[●]或は玉髓質石英の細脈中に賦存し、且つそれらの構造等は礦液が極く低溫の膠狀溶液の状態にあつた事は容易に知られる。これらは幾分珪ニッケル礦床に類似する處もあるが、珪ニッケル礦には硫化物を全く隨伴しないのであるから、成因的にも全く別種のものである。クローム鐵礦を除き、初生礦物として胚胎する硫砒化物中辰砂は明かに淺成であり、他のニッケル礦物中でも、針ニッケル礦はニッケル硫化物の二次的に生成されるが多く、黃鐵ニッケル礦も又同様に極く低溫の溶液より沈澱する事が指摘されて居り、硫化鐵礦として多量の白鐵礦の存在また本礦床の低溫な膠狀溶液より生成された事を明示し、従つて礦化作用は現在の溫泉にみると同様のものではないかと考へられる。

火成岩との關係を考察するに、第一に蛇紋岩が注目される處であるが同岩の貫入後の後火成作用と考へるよりは寧ろ礦床には殆ど無關係の如き安山岩の存在こそ却つて重大な役割を演じ、同岩の噴出後の後火山作用が礦液の搬入する結果となつたものであらう。蛇紋岩の原の橄欖岩より蛇紋岩化する際の容積の増大して裂隙に富み且つ破碎されてゐる事は、礦液の通過に對して水成岩或は安山岩より好都合である爲に、礦床は多く蛇紋岩に集中したものである。

然し安山岩が礦液中にニッケルを伴ひ、蛇紋岩は單に物理的條件に於てのみ礦化作用と關係付けられるものではなく、上昇しつゝある礦液はその間母岩に作用し、蛇紋岩の如き超鹽基性岩石に結合せるニッケル分を溶解し來つて各種の硫砒化物として沈澱したものであらう。蛋白石岩等は溶液に

leach された相を示すもので、ニッケルは全く含有されず、不變質蛇紋岩のそれより低い。

要するに本礦床は安山岩に伴ふ温泉の如き低温の溶液が、蛇紋岩に結合せるニッケルを溶解し、これを enrich した結果であつて、ニッケルは岩漿に由來するものではない爲に、礦床としても極く小規模な形態をなすに過ぎない。

礦床生成期より觀るに、安山岩の噴出は何ら確たる證據は得られないが岩質上比較的新しい事が豫想され、恐らく第三紀末に生成されたものと想はれる。

(九州帝國大學工學部應用地質學教室)

評 論 雜 錄

硫化銅鐵礦物類の熱變化に関する諸研究 (2)

Thermal changes of copper and iron sulphide minerals (2)

理學博士 渡邊 萬次郎 (M. Watanabe)

第二玫瑰礦の問題

その後 1928 年、ラムドール氏¹⁾は瑞典 Tunaberg 産及び Kaveltorp 産玫瑰礦中黃銅礦と縞を成さないものを見出し、反射顯微鏡下に觀察中、その一部分に葉片狀乃至レンズ狀の斷面を示し、一見玫瑰礦に類するが、殆んど等方質の部分を見出し、これを假に第二玫瑰礦 (cubanite II) と名づけ、これに對して普通のものを第一玫瑰礦 (cubanite I) と命名した。氏によれば、兩者は第壹表の如く、區別の最も明かなのは、分極ニコルの振動方向が共生の縞に平行の場合、並に直交ニコル下に觀察せられる場合で、後者の場合に葉片狀構造を呈するは、同質二像的變化の產物であると認められる。

しかるにその後ボルヘルト氏²⁾は、Kaveltorp 産玫瑰礦の純粹な部分を

1) P. Ramdohr, Zeits. f. prakt. Geol. 36, 1928, 169.

2) H. Borchert, Chemie d. Erde, 9, 1934~35, 145.

第 壹 表

	第一 玖 瑪 礦	第二 玖 瑪 礦
分極 = コルのみ	反射多色性, // 淡灰褐乃至帶黃白 ⊥ 暗 褐	反射多色性, // 暗褐色 ⊥ 暗褐色
直交 = コル下	非等方, 油浸, 45°, 紅褐~青灰 且つ葉片狀構造を呈す。	殆ど等方 幽かに縞狀構造を示す。
劈 開	縞に平行にのみ發達	縞に平行に顯著, 直角にも明瞭

種々の溫度に保ち, 235°C に 7 時間保てば, その一部分に謂はゆる第二玖瑪礦の生ずることを知り, 300°C に於ては全部これに變じ, しかもそれを 210°C に 5 日間保てば, 再び普通の玖瑪礦に復ることを確かめ, 謂はゆる第二玖瑪礦が, 235°C 以上に於ける普通の玖瑪礦よりの變成物に過ぎないことを明かにした。

しかしながら, これと同時に謂はゆる第二玖瑪礦は, これを一層擴大し, 例へば油浸 1750 倍にして觀察すれば, 決して一種の礦物でなく, 凡そ 40% の黃銅礦と, 60% の等方性礦物から成り, その葉片狀を成すは, 兩者の平行共生によることが明かにせられた。換言すれば, 玖瑪礦は 235°C 以上では, 黃銅礦とこの未詳の礦物とに分れ, それ以下の溫度で, それらが再び作用して, 玖瑪礦を生ずることが知られた。

磁硫銅礦 CuFe_4S_6 の問題。

ラムドール氏が第二玖瑪礦を記載した際, 氏はこれを第一玖瑪礦の分解物と認め, その化學成分はなほ不明なりとした。しかるにボルヘルト氏はこれが玖瑪礦から分離した二種の礦物の集合で, その一方の 40% が玖瑪礦より鐵の少ない黃銅礦であることを確かめたので, 他の方の 60% は, 玖瑪礦より一層鐵に富んだ礦物であるとの結論に達し, この條件に最も適合するものとして, ブロームストランド氏¹⁾の嘗て記した磁硫銅礦 (chalcocyrrotine) CuFe_4S_6 を指摘した。同礦物と黃銅礦及び玖瑪礦の間には,



1) Blomstrand, Öfv. Akd, Stockholm 27, 1870, 23.

なる關係が成立する故、玖瑪礦が分解して約 40% の黃銅礦と、60% の磁硫銅礦となるのは極めて可能性の多いことである。

この礦物はやはり瑞典の Kafveltorp で、磁鐵礦、閃亜鉛礦、方鉛礦等の間を充たして發見せられた淡黃色塊狀の礦物で、その組成 $\text{Cu } 12.98$, $\text{Fe } 48.22$, $\text{S } 38.16\%$ は、 CuFe_4S_5 ($\text{Cu } 13.22$, $\text{Fe } 46.70$, $\text{S } 40.08$) に最も近いことも知られてゐたが、その後全く注意せられず、反射顯微鏡的性質等は全然不明である。従つて、ボルヘルト氏の觀察した玖瑪礦の分解物が、果してこれであるか否かは、これを確かめる方法がないが、假に同一であるとする、反射顯微鏡下に殆んど等方質で、暗黃綠色を呈するのを特徴とすると記されてゐる。

しかしながら、ボルヘルト氏のこれらの結論を正しいとすれば、玖瑪礦は 235°C 以上では存在しない筈である。しかるに前記のシュワルツ氏¹⁾ は、玖瑪礦と黃銅礦との共生體を 600°C に熱して固溶體を得、これを 470°C に保つて後急冷し、再び玖瑪礦と黃銅礦の共生體を得、その構造をも X 線的に確かめてゐる。

また前掲のメルキン、ロンバード兩氏の實驗でも、 Cu-Fe-S 三成分系中 CuFe_4S_5 なる化合物は見當らない。但しボルヘルト自身によるも、この物質は 550°C 以上に於ては常に黃銅礦の中か、磁硫鐵礦の中に固溶體を成し、單獨には存在しないから、メルキン、ロンバード兩氏の高温に於ける實驗で現はれぬからとて、その存在を否定する資料とはならぬ。

黃銅礦-磁硫銅礦-磁硫鐵礦の相互關係

メルキン、ロンバード兩氏によれば、高温に於ける硫黃蒸氣の存在のもとに、黃銅礦と磁硫鐵礦とは、或る程度まで互に固溶體を成し、例へば 920°C ²⁾、硫黃壓 455 耗に於ては、黃銅礦と磁硫鐵礦とは、次の組成の二つの固溶體を成して、互に相接して存在する。

1) G. M. Schwartz, Econ. Geol. 22, 1927, 44.

2) これ以上では融けて均一の融體となる。

A(黃銅礦式)固溶體 Cu 26.1 Fe 39.7 S 34.2 % (第壹圖 E 點)

B(磁硫鐵礦式)固溶體 Cu 2.2 Fe 58.8 S 39.0 % (第壹圖 Q 點)

前者 (A) は黃銅礦約 76% に、磁硫鐵礦 24% を含んだ固溶體に近く、後者 (B) は磁硫鐵礦 96% に、黃銅礦約 4% を含んだ固溶體に當る。若し A の割合以下の磁硫鐵礦が黃銅礦と接してゐれば、全部そのうちに固溶體となり、また B の割合以下の黃銅礦が、磁硫鐵礦に接すれば、これまた全部後者の中に固溶體を成し、それら兩種の併存を見ない。

これに反して前記 A 以上の割合に、磁硫鐵礦が黃銅礦と共存し、或は B 以上の黃銅礦が磁硫鐵礦と共存すれば、餘分の磁硫鐵礦または黃銅礦は、それぞれ前記 B または A の固溶體として A または B より分離し、黃銅礦を主とする固溶體 A 及び 磁硫鐵礦を主とする固溶體 B が相並んで存することとなる。しかもこれらの割合は、溫度と硫黃の蒸氣壓とで次第に變化し、若し硫黃の蒸氣壓を前記 455 耗に保てば、磁硫鐵礦狀固溶體中に含まれ得る黃銅礦の量は、溫度の低下と共に減じ、675°C に於ては、凡そ 2% に過ぎなくなる。従つて、それより高い溫度に於て黃銅礦と接し、これを充分固溶體とし含んだ磁硫鐵礦は、4-2 即ち最高 2% の黃銅礦はその内部に分離せねばならぬ。著者が嘗て矢越礦山産磁硫鐵礦中に記した黃銅礦のレンズ狀薄葉等も、或はこの種の成因によらう。

これに反して黃銅礦中に固溶體を成す磁硫鐵礦の割合は、前記硫黃の一定蒸氣壓下に於ては、970°乃至約 800°C までは、溫度の低下と共に却つて増加し、黃銅礦 68% に對し、磁硫鐵礦 32%，即ち大體玫瑰礦の組成に一致するまで増加するが、それ以下では次第に減少し、675°C に於ては黃銅礦約 74% に對し、磁硫鐵礦 26% まで減少する。著者が齊しく矢越の黃銅礦中に認めた磁硫鐵礦の不規則薄葉、同學中野長俊博士が日立礦山神峯礦床中の黃銅礦中に認めた磁硫鐵礦の平行薄葉、黃銅礦の結晶境界を切る磁硫

1) 渡邊萬次郎 本誌 19 卷 昭和 13 年, 334 頁; 21 卷, 昭和 14 年, 117 頁。

2) 渡邊萬次郎 本誌 19 卷, 昭和 13 年, 337~338 頁。

3) 中野長俊 本誌 13 卷, 昭和 10 年, 267 頁。

鐵礦薄葉等も、恐らくこの種の原因によつて生じたのであらう。

若しも餘分の硫黄がなければ、これらの變化は一層低溫まで繼續するものと認められ、特に黃銅礦を主とする固溶體からは、少くとも或る溫度以下では、磁硫鐵礦の代りに玖瑪礦を分離する。例へば $\text{Cu}:\text{Fe}=\text{I}:\text{I}\frac{1}{3}$ なる固溶體は、これを急激に冷却した上、約 400°C に 1 日間保てば、葉片狀共生に分れ、黃銅礦と玖瑪礦に分れたものと認められる。

但し餘分の硫黄があり、例へばその蒸氣壓が 455 耗であれば、 675°C を界に、それ以下の溫度では黃鐵礦を分つだけで、磁硫鐵礦或は玖瑪礦を生ぜず、既存の磁硫鐵礦も、全部黃鐵礦に變る。しかしこの種の變化を確證する實例は、これを天然の礦石中に指摘すること困難であらう。

以上を要するにメルキン、ロンバード兩氏の實驗に於ては、少くとも硫黄の蒸氣壓 455 耗の下に於て、 $920^{\circ}\text{C}\sim 675^{\circ}\text{C}$ に於ては

1. 黃銅礦と磁硫鐵礦とは互に或る程度まで固溶體を成し、特に黃銅礦を主とするものではその範圍廣く、或る溫度では玖瑪礦の組成にも一致するが、
2. それら兩種の礦物間には、互に固溶體を成し難い範圍があり、その範圍は溫度によつて變化する。
3. 兩者の間には何等の化合物を生ぜず、玖瑪礦と認められるものは、前記の固溶體を餘分の硫黄から分離して冷却した場合にのみ、それから分離する。

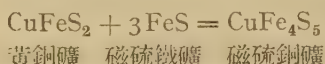
これらの結果は、黃銅礦と磁硫鐵礦とが天然に於ても互に相接して高溫で生じ、且つその一方から他の一方を分離せしめたと認められる場合あること、玖瑪礦が常に黃銅礦の内部に縞狀を成し、高溫に於ては全部その中に固溶體を成してゐたと認められること等とよく一致する。

しかるにこれと大いに結論を異にするのは、ボルヘルト氏¹⁾の實驗である。氏は磁硫鐵礦の火焰狀薄葉に貫ぬかれた黃銅礦を約 3 時間 255°C に

1) H. Borchert, Chem. d. Erde. 9, 1934, 145.

保ち、前者の一部が後者の中に消滅するを知り、 450°C 以上に於ては、黃銅礦と磁硫鐵礦の普通の粒狀集合に於ても、後者の一部は前者の中に擴散し、これを速かに冷却すれば、暗黃綠色の反應帶を明かに留めることを明かにし、この點に於ては何等前記の事實と矛盾せず、却つてそれらの固溶體の生じ得る溫度の下限を明かにしてゐる。

しかるにボルヘルト氏の實驗によれば、この反應帶はこれを緩慢に冷却すれば、その外側のみ黃銅礦の格子狀薄葉に貫ぬかれ、その内側は暗黃綠色に残存し、その顯微鏡的觀察に於て、氏の謂はゆる磁硫銅礦 (Chalcopyrhotin) に一致するを以て、氏は前記の溫度に於て、黃銅礦と磁硫鐵礦とが反應し、磁硫銅礦なる化合物を生じたと主張し



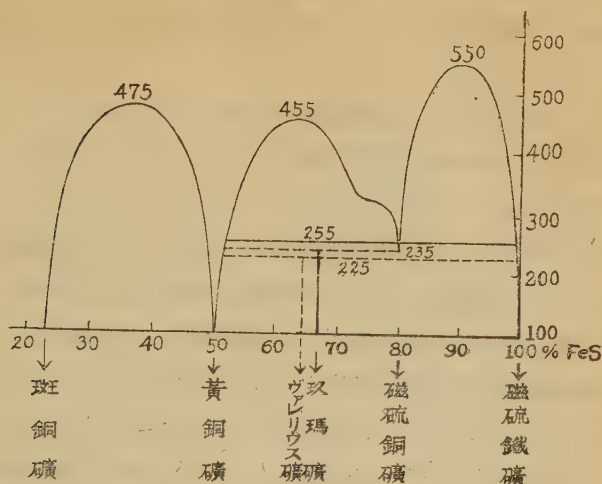
それが更にその外側では黃銅礦と固溶體を成し、冷却によつて再び分離したものと論じてゐる。

且つ氏はこの種の固溶體は、 600°C 前後の高溫に於ては、黃銅礦と磁硫銅礦とのあらゆる割合に於て生じ、それらは 450°C 附近の溫度まで、なほ何等の分裂を起すことなく、 450°C 附近に下つて始めて2相に分裂し、しかもその邊の溫度では、それらの2相ほど等量であるに反し、 330°C 附近に於ては、その一方が常に他の一方より遙かに多い事實に鑑み、磁硫銅礦と黃銅礦との溶解度曲線を第參圖中部のやうに推定してゐる。この説明は未だ筆者を満足せしむるに足らないが、こゝにはこれをそのまゝ紹介するに留める。

なほこの際に磁硫銅礦の一部分は、磁硫鐵礦の内部にも固溶體を成し、この固溶體また 550°C 以下に於て、再び分裂し始むるを知つて、それら兩者の間にも、第參圖右端の如く溶解度曲線を推定してゐる。

ボルヘルト氏のこの説によれば、黃銅礦と磁硫鐵礦とは單に固溶體を成すばかりでなほ、その中間に磁硫銅礦なる化合物を造り、それが一方では黃

第 參 圖



銅礦と、他の一方では磁硫鐵礦と固溶體を成すのであり、しかも黄銅礦とは 450°C、磁硫鐵礦とは 550°C 以上に於ては、任意の割合で固溶體を造るのである。従つて、550°C 以上では、黄銅礦と磁硫鐵礦の間には、兩者のあらゆる割合の固溶體があるわけで、兩者互に境を接して併存することは不可能となる。

しかるに實際の礦石を見るに、兩礦物が界を接して同時に岩漿中から生じ、或は接觸礦床中に成生してゐる例が多く、それらが 550°C 以下の成生でない限り、ボルヘルトの意見とは一致しない。

且つまた同氏の見解によれば、少くとも 450°~255°C では、(I) 黄銅礦 + 磁硫銅礦、(2) 磁硫鐵礦 + 磁硫銅礦といふ組合せは出来ても、(3) 磁硫鐵礦 + 黄銅礦といふ組合せは全然生ぜず、假令有つても容易に消滅する筈である。然るに天然の礦物界では、(3) は極めて普通に存し、(I) 及び (2) は知られてゐない。

尤もボルヘルト氏によれば、このうち磁硫銅礦は、255°C 以下に於て、黄銅礦と磁硫鐵礦に分れ、磁硫鐵礦を圍んだ黄銅礦中に高温で生じた磁硫銅

礦は、これを 240°C または 210°C に長く保てば、それが前記の兩成分に分裂し、磁硫鐵礦はその内部のものに合し、黃銅礦のみをその跡に留めることを記してゐる。

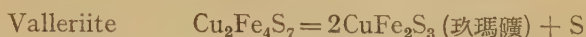
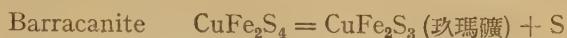
しかし天然の實例に於て、黃銅礦と磁硫鐵礦との組合せが、かゝる變化を經過したとは見られぬ場合が普通であり、ボルヘルト氏の主張はこゝでも大きな無理がある。

更にも一つの問題として、磁硫銅礦が 255°C 以下に於て黃銅礦と磁硫鐵礦とに分解するのが事實とせば、玖瑪礦を熱した際、これより低い 235°C に於て、何故磁硫鐵礦 + 黃銅礦に分れずに、磁硫銅礦 + 黃銅礦に分れ、謂はゆる第二玖瑪礦を成したかの疑問が起る。それに就てはボルヘルト氏はその理由を明示せず、この種の磁硫銅礦が一の淮安定種として生じたものと論じ、それが眞の安定種でない證據として、Itakambo 産玖瑪礦中磁硫鐵礦の薄葉を有するものを 240°C に 28 日間保ち、一旦生じた磁硫銅礦が、磁硫鐵礦に接する部分では分解し、黃銅礦のみを留めることを指摘してゐる。氏によれば、玖瑪礦の成生にもまたこれに類する假定を必要とする。即ち同礦物は 235°C に於て、磁硫銅礦と黃銅礦の作用によつて生ずるものであり、しかも前者が 255°C で既に分解し去るとせば、玖瑪礦の成生は不可能となるから、それが成生するためには、 255°C 以下に於ても、磁硫銅礦がなほ淮安定の形で存続するを必要とし、ボルヘルト氏はかゝる假定で玖瑪礦の成因を論じてゐる。

ヴァレリウス礦とバラカン礦

以上の外、黃銅礦と磁硫鐵礦の中間、即ち玖瑪礦に近く、なほ 2 種の礦物がある。一は 1855 年、Booth によつて分析せられ、 CuFe_2S_4 とせられたバラカ = オ礦 (Barracanite) で、玖瑪礦の原產地玖瑪の Barracanie で、これと伴なつて産出するものと傳へられ、他は 1870 年、Bromstrand 氏が瑞典から發見し、Vallerius 氏の名に因んで、ヴァレリウス礦 (valleriite) と命名したもので、その成分は明かでないが、 $\text{Cu}_2\text{Fe}_4\text{S}_7$ に近いとせられる。即

ち成分の上で言へば



に相當する。

これらに就てはその後全く顧みられず、或は不純物の影響等と思はれてゐたが、1925年、ラムドール氏¹⁾は瑞典産黃銅礦中に格子狀を成して、反射多色性の著るしい礦物を認め、シュナイダーヘーン氏²⁾また類似の礦物をトランスヴァール産硫鐵ニッケル礦 (pentlandtite) 中に見出し、性質不明のニッケル礦と記載した。越えて1932年、ラムドール氏はオードマン氏³⁾と共に瑞典國立博物館中、嘗てヴァレリウス礦とせられた礦物を見出し、これを反射顯微鏡下に吟味の結果、前記兩種と一致することを明かにした。

本礦物是一種の石灰質岩石中に、豆粒大の球顆を成し、一見磁硫鐵礦に類するが、柔軟で手につき、石墨狀の搔痕を残し、充分な研磨は困難であるが、その方向によつて反射色を異にし、或る方向には黃銅礦と磁硫鐵礦の中間の色、他の方向では多少帶青灰色を呈し、直交ニコル下に非等方性著るしい。最近渡邊武男氏⁴⁾は、これを朝鮮笏洞礦山産金銅礦中から見出して居られる。

ボルヘルト氏また前記の實驗中、黃銅礦と玖瑪礦との共生體を250°Cに熱し、玖瑪礦が全部謂はゆる第二玖瑪礦に變つた後、210°Cに5日間保つた際、黃銅礦中ヴァレリウス礦の生ずるを認め、これまた黃銅礦中に固溶體として含まれたものから、溫度の低下によつて分離するものであることを主張した。但しこれまた225°C以上に熱せば、磁硫鐵礦と黃銅礦とに分裂し去ることを確かめ、低溫に於てのみ成生し得る淮安定種であると論じ、第

1) P. Ramdohr, Metall u. Erz, 22, 471~474, 1925; Zeit. prakt. Geol. 36, 169~178, 1928.

2) H. Schneiderhöhn, Chem. d. Erde, 4, 252~286, 1929; Centr. Min 1929, A, 193~202.

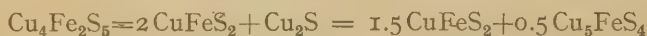
3) P. Ramdohr, O. Odman, Geol. Fören, Förhand. 54, 89~97, 1932.

4) 渡邊武男 本誌 24 卷, 昭和 15 年, 183.

參圖の模式を與へてゐる。

バルンハルド礦その他

以上の外、1855年、ゲント¹⁾は北カロリナ州 Barnhardt's Land から眞鍮黄色塊狀の礦物を見出し、その分析の結果 $\text{Cu}_4\text{Fe}_2\text{S}_5$ ($\text{Cu} 48.24, \text{Fe} 31.30, \text{S} 30.46$) に近きを知り、バルンハルド礦 (Barnhardtite) と命名し、その後同一成分のものは、なほ各地に見出された。この組成は



に當り、黄銅礦 (CuFeS_2) と輝銅礦 (Cu_2S) または斑銅礦 (Cu_5FeS_4) との中間に當り、この程度の中間物は、黄銅礦式固溶體としても存在し得ること、メルキン氏等の實驗で明かである。

この外メルキン・ロンバード兩氏は、その實驗中次の兩種の化合物を得たと稱してゐる。一は Cu_5FeS_6 で、斑銅礦 Cu_5FeS_4 に硫黄 S_2 を加へた形であり、硫黄の蒸氣壓 455 耗の下で、 $484^\circ\text{C} \sim 472^\circ\text{C}$ でのみ存在し、溫度に應じて多少の銅藍 CuS を固溶體として含有する。兩氏によればこの物質は “Soft, brong, or bright yellow to grayish orange” で、斑銅礦によく類し、斑銅礦 (兩氏の輝銅礦式固溶體) から黄鐵礦を分離して生ずる。

他は $\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_6$ 即ち $3\text{CuFeS}_2 + \text{Fe}$ に當る組成のもので、硬さも色も黄銅礦と大差なく、その解離はこれより遅いが、これを獨立の化合物と見做す根據は筆者にはなほ明でないやうである。硫黄壓中で高温でのみ存し、天然には全然知られない。

綜 合 的 考 察

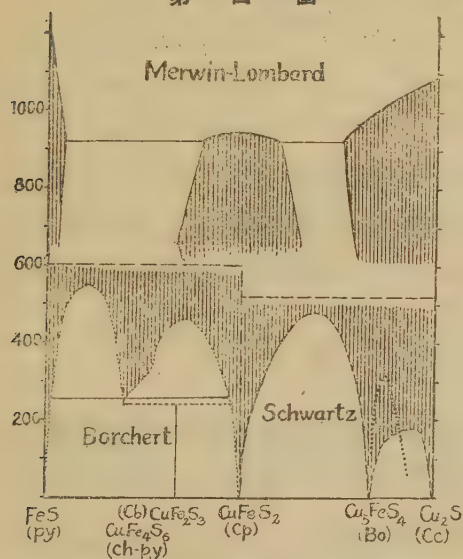
以上主としてシュワルツ氏、メルキン・ロンバード兩氏、ボルヘルト氏の實驗結果を紹介したが、それら數氏の實驗方法はそれぞれ異なり、シュワルツ氏はすべて天然の礦物を、眞空中で熱したのであり、メルキン・ロンバード兩氏は主として人工 Cu_2S 、 FeS の混合物を、455 耗の硫黄壓下に熱したのである。ボルヘルト氏は天然の礦物を石綿に包み、これを空中に熱して

1) Genth, Am. J. Sci, 19, 1855, 17.

から、その表面約3耗を磨き去つて、酸化の影響ないと考へた部分を吟味したと稱してゐる。

之を要するにメルキン、ロンバード兩氏は $\text{Cu}_2\text{S}-\text{FeS}$ 間全部に亘り、硫黄壓下に主として 411°C 以上の高温に於ける研究を遂げ、シュワルツ氏及びボルヘルト氏は、それぞれ $\text{Cu}_2\text{S}-\text{CuFeS}_2-\text{CuFeS}_3$, $\text{CuFeS}_2-\text{CuFeS}_3-\text{FeS}$ の二區域について、餘分の硫黄の影響なしに、主として 650°C 以下に於ける状態を明かにしたのである。それらの結果の一致せぬのは當然であり、特に硫黄の高壓の下では、温度の低下と共に生成物の組成に對するその影響が著るしくなり、或る温度以下では總てが銅藍 Cu_2S と黄鐵礦 FeS_2 のみとなり、斑銅礦も黄銅礦も存在を失なふこと、メルキン氏等の示す通りで

第 四 圖



Merwin-Lombard, Borchert, Schwartz
諸氏の推定する●固溶體區域
(輝銅礦+斑銅礦の眞空中に於ける離溶に關する Merwin 氏の資料をも點線で記す)。

ある。今假にかゝる部分を除外して、高温硫黄壓下に於けるそれら各礦物の關係を示すメルキン・ロンバード兩氏の資料と、低温眞空内に於けるそれら各礦物に關するシュワルツ、ボルヘルト兩氏の見解を圖式によつて對比すれば、第四圖上半及び下半である。

この圖式で明かな通り、高温の部分と低温の部分の間には著るしい不連続がある。これは勿論硫黄の蒸氣壓の存否といふ實驗條件の相違による點も大であらう

が、一は低温部に於ける各礦物間の溶解度が、定量的に決定せられたわけ

なく、定性的の資料によつて推定せられた結果であり、且つ低温下の常として、眞の安定を得るに時間を要し、准定乃至不安定状態の存続によつて誤られた場合も有り得ると信ずる。磁硫銅礦の問題等は、この見地から充分再検討を要し、磁硫鐵礦と黃銅礦、黃銅礦と斑銅礦とが、それぞれ或る温度以上では、あらゆる割合で固溶體を成すといふボルヘルト及びシュワルツの説も、天然に於けるそれらの状態とは一致しない。

その原因が何處にあるかは、前記斑銅礦及び玖瑪礦の高温に於ける存在状態、換言すれば純粹なる Cu_5FeS_4 及び CuFe_2S_3 が高温度に於て如何なる結晶構造を呈するかの問題等と共に、なほ將來に残されてゐる。

追 記

斑銅礦が高温に於ては常に輝銅礦中に固溶體を成し、低温に於てのみこれより分離成生し得るとのメルキン・ロンバード兩氏の説は、斑銅礦が獨立の結晶として、高温に於ても成生したと認められる例の多い事實と一致しない。天然に於ては逆に斑銅礦の内部を格子狀に貫ぬく輝銅礦のみ多く見られ、輝銅礦中を貫ぬく斑銅礦の薄葉は記載せられてゐないやうである。なほこの問題を決するには、斑銅礦を種々の温度に熱してその光學性及び化學成分の變化を確かめると共に、その X 線的構造を吟味せねばならぬ。

會 報

本會第 15 年次總會通告 来る 4 月 24 日 (土) 午後 2 時東京帝國大學地質學教室にて本會第 15 年次總會を開催、會務の報告及び役員の選舉を行ふ。會員多數の御出席を望む。

但し學術講演會は来る 7 月札幌市にて開催の豫定で、その詳細は追て本誌に發表する。

昭和 18 年 3 月

日本岩石礦物礦床學會

本會々員小形正三君は去る 1 月 6 日某地に於て名譽の戦死を遂げられた。茲に謹んで哀悼の意を表する。

日本岩石礦物礦床學會

抄 録

礦物學及結晶學

6865, 橄欖石族の新變種 talasskite
Nikitin, W. D.

キルギース Talassa 谷の雲母片岩中に
逆入せしベグマタイトより鐵橄欖石に類
似せる變種を產出す。之を產地名に基き
て talasskite と命名せり。暗褐色の 4~
5 耗大の結晶にして、黒雲母にて被覆さ
る。硬度 5.5~6, 比重 4.1, 熔融溫度
1250°±10°. 薄片は殆んど無色にして、
多色性は n_{α} , n_{β} 無色, n_{γ} 淡黃褐色なり。
屈折率は $\alpha=1.870$, $\gamma=1.906\sim1.908$,
 $\gamma-\alpha=0.036\sim0.038$, 光軸角は $2V=-$
49° なり。

分析結果は SiO_2 29.87, TiO_2 0.08,
 Fe_2O_3 12.07, FeO 54.88, CaO 0.20, MgO
2.54, Na_2O 0.71, K_2O 0.08, MnO 0.02,
計 100.45 にして、之より化學式として
(Fe,Mg) $_5\text{Fe}'''(\text{SiO}_4)_3$ を得たり。(Mém.
Soc. Russe Min. 65, 281~288, 1936)
[大森]

6867, 橄欖紫蘇輝石玄武岩中の紫蘇輝石
を緣とる橄欖石、本欄 6872 参照。

6866, Uranotile と Sklodowskite
Billiet, V.

Uranotile は形態學的, X 線的及び光
學的に斜方晶系に屬す。單位格子恒數は
 $a=6.68\text{\AA}$, $b=15.28\text{\AA}$, $c=7.31\text{\AA}$ ($a:b:c$
 $=0.437:1:0.478$ なり。化學成分を
 $\text{CaO}\cdot 2\text{UO}_3\cdot 2\text{SiO}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ とせる時、比重

は 3.81 (計算値) 及び 3.809 ± 0.085 (實
測値) にして、良く一致す。

Skłodowskite の單位格子恒數は $a=$
6.67 \AA , $b=15.50\text{\AA}$, $c=7.12\text{\AA}$, $a:b:c=$
0.430:1:0.459 にして、uranotile 近に
似す。化學成分を $\text{MgO}\cdot 2\text{UO}_3\cdot 2\text{SiO}_2\cdot$
 $6\text{H}_2\text{O}$ とせる時の比重の計算値と實測値
は夫々 3.77 及び 3.776 ± 0.005 なり。
著者は skłodowskite と uranotile とは
類似同像の關係にあるものとせり。

Navacek に依る jachymovite は Vaes
に依る cuprosklodowskite と同種のも
のにして、格子恒數は $c=7.23\text{\AA}$ (a 及び
 b は尙未定) なり。(Natuurw. Tijdschr.
Gent. 18, 284~303, 1936) [大森]

6868, Cuprosklodowskite Schoep,
A.

結晶は針狀、綠色にして絹糸光澤を有
す。光軸面は針狀方向に垂直なり。多色
性は針狀方向に平行に帶黃綠色、垂直に
無色乃至青色なり。屈折率は $n=1.66\sim$
1.68。

複屈折は Skłodowskite より低し。化
學式は $\text{CuO}\cdot 2\text{UO}_3\cdot 2\text{SiO}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ なり。
Kasolite, chrysocolla, vadenbrandeite,
gummite 及び孔雀石と共生して產す。
(Natuurw. Tijdschr. Gent. 18, 282~
283, 1936) [大森]

6869, Kasolite Billiet, V., de Jong,
W. F.

Kasolite の化學式は $\text{PbO}\cdot \text{UO}_3\cdot \text{SiO}_2\cdot$
 H_2O なり。單位格子恒數は $a=13.28\text{\AA}$,
 $b=7.01$, $c=6.71$, $\beta=75^\circ$, $a:b:c=$
1.874:1:0.957 なり。この結果を Butt-

genbach の軸率と比較するに一致せざるを以て、改めて測角を行ひ、軸率として $a:b:c=1.8953:1:0.9575$, $\beta=75^\circ 18'$ を得たり。比重の計算値と實測値は夫々 6.46 及び 6.5 なり。(Natuurw. Tijdschr. Gent. 18, 261~264, 1936) [大森]

6870, 朝鮮江原道長藏鑛山産 **レツシング石** に就て 田久保實太郎, 近藤孝

朝鮮江原道平康郡南面天馬里良藏鑛山は木野崎吉郎技師により稀に見るセリウム礦床として報告せられたるものにして、cerite, 曹達角閃石、螢石、輝水鉛礦等よりなる鑛石を産出するが、cerite の量は鑛塊の $2/3$ 以上に達するものすらあり。此の所謂 cerite と様せられる鑛物には局部的に外觀の異りたる數種の鑛物を認め得る。著者はそのうち暗紅色を呈する部分につき化學分析、比重測定及び吸収スペクトル寫眞によるセリウム族元素分析を行ひたる結果 $(Ca, Fe, Mn)_2(Ce, Nd \dots)_2\{(Ce, Nd \dots)O\}_2(SiO_4)_3$ なる化學式を示せり。

V. Silberminz は Ural 産の Lessingite に對し $H_2Ca_2Ce_2Si_3O_{15}$ なる化學式を與へたれど、他産地の本鑛物の分析値を比較考察するときは、水分は初成成分と考へ難く、從つて上記の V. Silberminz の化學式につき水分の含量を無視するとき同式は $Ca_2Ce_2(CeO)_2(SiO_4)_3$ となり、平康産試料の示す化學式と一致す。

故に本鑛物は其の化學成分から見れば V. Silberminz の云ふ lessingite と同定せらるべきものと思はる。(京大地鑛教室學術報告, 1, 21~25, 昭 17) [木崎]

6871, 朝鮮産無水礬土礦物 本欄 6882 參照。

岩石學及火山學

6872, 橄欖紫蘇輝石玄武岩中の紫蘇輝石を緣とる橄欖石 種子田定勝

榛名火山熔岩中に橄欖石及び紫蘇輝石を含む一玄武岩あり、橄欖石斑晶は殆んど常に紫蘇輝石のコロナに圍まる一方、逆に紫蘇輝石の斑晶の周圍には、橄欖石また橄欖石とビヂョン輝石より成る邊緣を有し、その光學的性質によつて化學成分を推定するに、斑晶橄欖石は $Fa_{34} \sim 40$ なる組成を有するに對し、紫蘇輝石の邊緣のものは $Fa_{49} \pm$ (Wt. %) に屬し、且つこの種の紫蘇輝石は、 $Fs_{30} \sim 35$ で、橄欖石斑晶を圍むものの $Fs_{27} \sim 28$ 、獨立斑晶を成すものの $Fs_{29} \sim 33$ に比して逐次 Fs に富み、岩漿中に於ける recurrent crystallization の産物を代表するものと認めらる。(Proc. Imp. Acad. 19, 31~36, 1943) [渡邊萬]

6873, Dictionema 頁岩の放射能に就て Kurbatov. L. M.

下部シルリ紀に屬せる Dictionema 頁岩は淺海の堆積にして放射能を有す。 γ -radiation はレニングラード地方の數ヶ所に於て γ -electrometer 及び γ -Teiger muller に依り測定し、 β -activity には electron recorder を用ひたり。

研究の結果に依れば Dictionema 頁岩は全體に互り可成りの放射能を有し、之は Uranium-radium 屬の放射能元素に依るものなり。又レニングラード地方

の多數の堆積中此の Dictionema 頁岩のみが放射能元素を有す。

Dictionema 頁岩中の放射能の高き事から, radioactive method に依り其の時代を決定し得。現在に於ては Helium method に依り行はる。(Internat. 17. Geol. Cong. Abstract. P 195) [増井]

6874, 北支の先震旦紀變成岩類に就いて (2) 富田 達

著者は第一報に述べられたる作業假説の下に次の二地域の地質を論じたり。

冀東蘆龍縣の先震旦紀岩類

冀東地域の最古岩石は片麻岩類にして注入片麻岩, 片狀グリット及び片麻狀石英閃綠岩様片麻岩より成り, その全體的構造性は第一報に記せる山東西北部の泰山界の有するものに類似せり。上記の片麻岩類中に挾在せる片岩類は黒雲母角閃片岩, 綠簾石角閃片岩等あり, そのうち正片岩類は泰山基性岩の變成物に基だ類似す。縞狀鐵礦はヘステイング石綠簾石鐵礦石英片岩を主とす。

上記の諸岩石に進入せる花崗岩類は花崗岩, 花崗閃綠岩, 石英閃綠岩及びそれから壓碎されて生じたる所謂赤色花崗岩等ありて, この岩類は泰山花崗岩に極めて類似す。更にこれらを貫いて種々のペグマタイト及び石英脈賦存す。而して上記の片麻岩類及び花崗岩類を不整合に被覆して震旦紀珪岩層あり。

本地域はテイラーによれば燕山花崗岩(中生代晚期)の分布地帯とされてゐるが, 明かに先震旦紀に屬する花崗岩ありて, 泰山花崗岩の性質を有する資料あり。

又縞狀鐵礦を含む水成岩源變成岩類の原岩は恐らく新始生代と見做しうべく, 従つてフェノスカンヂアのラボニアン含鐵礦層群と對比され, 著者の所謂泰山期に該當す。

山西定襄鐵山附近の五臺片岩類

本地域は五臺片岩類たる片狀グリット(泰山花崗岩とその岩質類似せる代縣附近の花崗岩を本源とするものの如し)及び准片岩類たる灰黒色片岩と正片岩類たる綠色片岩等分布す。本地域の北部及び南部はグリット及び片岩は互層し, 中央部はグリットを缺き赤鐵礦層を挾在す。

以上の岩石の外, 微斜長石化加里長石ベグマタイト, スカルン, 斑狀粗面片岩及び輝石安山岩等の特殊岩石分布す。微斜長石化加里長石ベグマタイトは鐵礦層中に侵入せるものにして, 加里長石は晶出後偏壓により微斜長石化せるものと認められ, 従つて泰山花崗岩中のものとは明瞭に區別され, 寧ろ桃科酸性岩類のベグマタイト中に含まるゝものと酷似す。スカルンは綠簾石, 陽起石, 電氣石, 方解石等より成り, 源岩層中に石灰岩の存在せしことを示すものにして, 最初中程度の動力變成作用を蒙り, 可成後期に至り火成接觸作用を蒙りたるものと思惟さる。斑狀粗面片岩は片狀グリットと略々整合し又は之を貫く關係にあり, 含石英アノルソクレーヌ粗面岩として貫入後水成岩と共に動力變成作用をうけたるものと思はる。鐵礦層上位に岩床として産する輝石安山岩は動力變成を受けざるものにしてその時代は不詳なり。

以上より本地域の五臺片岩類の原水成岩は泰山期以後の堆積輪廻に屬し、又ペグマタイトに貫入する事實より見て桃科酸性岩類侵入期以前のものなり。粗面岩も亦桃科期以前のものなり。故に桃科期初期のものと推定され、その時代は舊原生代にして、フェノスカンヂアに於けるカレヴィアン・ジャトユリアンに對比さる。著者はこの時期の北支に於ける堆積層を定襄層群と命名せり。

更に以上の研究結果より北支先寒武界の系統を次の如く提案せり。

新 原 生	輝綠岩・斑禰岩 震旦層群
舊 原 生	桃科酸性岩 桃科基性岩 定襄層群
新 始 生	泰山花崗岩 泰山基性岩 冀東層群
舊 始 生	最古片麻狀岩 ?

(地學, 54, 406~419, 昭 17)[木崎]

金 屬 礦 床 學

6875, 福岡市附近の水鉛礦床 松隈壽紀

粕屋炭坑の南方に位する綠色變成岩を貫ぬく花崗岩中に發達する石英脈中に輝水鉛礦, 黃鐵礦, 磁鐵礦, 黃銅礦, 閃亜鉛礦, 赤鐵礦等を伴ふもので、宇美礦山を主とす。(九州礦山, 13, 141~150, 昭 17)[渡邊萬]

6876, 咸鏡北道勒勒山礦山のコバルト礦床 中村慶三郎

(1)礦床は礦脈を主とし、一部に礦染礦床を伴ふ。(2)礦床の母岩は古生層に貫入したる花崗岩の周邊相たる閃綠岩なるも、その貫入時代は佛國寺世と推定され、礦床の生成時代も佛國寺世なるべし。(3)脈石として石英最も多く角閃石の發達稍著し。(4)隨伴礦物の種類少く、且その量も極めて僅少に過ぎず。肉眼的に砒素コバルト華の如き次生礦物以外に殆んど隨伴礦物を認め得ず。(5)礦床の生成に際して母岩は角閃石化、礦染、絹雲母化等の作用を少々顯著に受けなは輕微なるも、電氣石化、珪化等の作用も受けたり。(6)コバルト礦としては含コバルト砒鐵礦, 含コバルト硫砒鐵礦があり、他他酸化石英脈にもコバルト含まれ、他礦物は胚胎せず。(7)原礦のコバルト品位は平均 0.8% 内外、最高 2.25% 程度なり。なほ金品位は平均 7 瓦/噸, 銀品位は平均 2 瓦/噸程度なり。確定礦量は 0000 噸, 推定礦量の算定は困難なるも、本邦コバルト礦床のうち最も主要なるものなるは疑ひなし。(8)母岩の變化より考ふれば礦床は熱水礦床の範疇に屬するものなるべし。(地學, 55, 25~41, 昭 18)[北原]

6877, 岫巖礦山の地質礦床 村山一貫

(1)岫巖礦山は安東省岫巖縣にあり現に稼行中の銀, 鉛, 亜鉛礦山として滿洲有数のものなり。(2)地質は前震旦系の英雲片岩, 曹長石英雲片岩, 雲母片岩, 泥灰岩, 石灰岩, 透角閃石フェルス, 閃綠玢岩, ケルザンタイト, 石英斑岩より成る。(3)礦床は前震旦系の各岩層中に胚胎する熱

水礦脈にして斷層面、岩脈面を充填したるものなり。(4)礦石礦物は方鉛礦閃亜鉛礦を主として黃鐵礦を伴ふ。磁硫鐵礦、黃銅礦は微量なり。方鉛礦は Schistose galena にして huntelite (Ag_3As)らしきものを含み含銀品位高し。(5)脈石礦物は少量にして石英を主とし方解石を伴ふ。(滿洲地協誌, 3, 15~17, 康德 9) [北原]

6878, 製鐵原料に就いて 大町政利

銑鐵の原料殊に俱知安鐵山のことを通俗的に述ぶ。鐵礦石の種類は磁鐵礦、褐鐵礦、赤鐵礦、菱鐵礦、砂鐵滿俺礦、硫化鐵礦なり。鐵礦の分布は内地に於ては釜石俱知安並に其附近等主なるものなり。鐵礦の埋藏量の $\frac{3}{4}$ 以上が水成礦床に屬す。品位は大體 50% 以上を使用して居るも將來は貧礦の處理は一層盛んに行はるべし。最近の如く急加速度的に製鐵事業が發展すれば資源の枯涸は一層早めらるゝ筈にして次の時代は鐵に代る何物かを考慮せざるべからず。俱知安の礦種は褐鐵礦中の沼鐵礦に屬す。表土 5~6 尺の下は直ちに鐵礦にして採掘方法は露天堀なり。朝鮮の茂山は貧礦なるも〇珉と云ふ埋藏量のある大なる山がありこれを選礦し直接鐵を造り或は選礦したる良礦を内地の各製鐵所へ運ぶ。昨年海南島を占領して非常に豊富なる鐵礦を發見し然かも品位も良好にして時局柄タイムリー・ヒットなり。其他南洋諸島ヒリツピン群島何れも有望にして官民協力目下盛んに調査を行ひつゝあり。印度に非常に大量の鐵礦床あり所謂 アイアンベルトと稱さ

れ、見渡す限り鐵の山なりと云はる。中華民國は有名なる大冶鐵山の最近復活し目下全機能を舉げて採掘中であり、其他楊子江一帯より盛んに礦石復出しを計畫中なり。滿洲國には鞍山の鐵礦があり滿鐵の手により開發され全部鞍山製鐵所へ供給す。猶附近の弓養嶺鐵山も品位良好にして有望なり。石炭並にコークスの問題は省略す。石灰岩は焙礦爐内に於て鐵礦石、コークス等に挾雜して居る非金屬を除去するに役立つものなり。滿俺は硫黃の除去或は銑鐵の目をよくするに役立つ。滿俺饑饉の聲は到る處に聞かれ甚だ遺憾なり。内地方面にては砂鐵より鐵を取る。製鐵資源は内地は問題でなく海外より求むる必要を生ず。(北海道礦山, 1, 527~532, 昭 17) [北原]

6879, 大東亞南方圈に於けるアルミニウム工業とその資源 高橋本枝

大東亞圈内に於けるボーキサイト礦床の分布は大體に於てパラオ島、佛印 ローソン、ランソン、馬來のバトバハ、ジョホール、蘭印リオ群島及び濠洲の各地なり。其中濠洲の原礦床は將來のリザーブ資源として重要なものにしてヴィクトリア、ニューサウスウエールズ、クインスランド、ウエスタンオーストラリアの海岸各所に發見せられたる礦床多し。特にサウザーン、ニューサウスウエールズの山嶽地帯の本礦床は重要なものの一つなり。筆者はアルミニウム工業及びその資源として原料資材、副資材並びに電力資源に關して大東亞南方圈を他地方と比較論究しその天恵の状態を明らかにせり。

(工化, 45, 1233~1234, 略 17)[竹内]

石油礦床學

6880, 油層の化學的處理に依る増産法
本間良一

油層の酸處理に就ては米國に於て行はれ、油井の泥壁の除去及び石英質砂岩より成る油層の増油の目的に使用せられる化學藥品は泥處理酸(マッドアシッド)と稱せらる。マッドアシッドの性能として(イ)粘土分の溶解良好、(ロ)滲透性の強大、(3)水と油との混合の防止、の三を有する事を必要とす。

1. 泥壁除去及び砂岩層の處理

石灰質の油層の處理の場合にありては鹽酸が主體をなし、極少量の金屬防蝕劑を混合し更に滲透性を與へる爲め表面張力抑制劑を加ふ。

然るに泥壁の除去及び石英質の砂岩より成る油層にあつては一般に弗化水素が用ひらる。

2. 弗化水素を直接壓入せる場合

一般に濃度 24~60% の弗化水素で處理せる後特に濃度の高き鹽酸を注入し、油層内の孔隙及び油の流出道を閉塞せしむる如き物質を溶解せしむ。使用すべき弗化水素の量は不定なるも略 50~100 バレルの範圍が適當と考へらる。更に該溶液にはアーセニウス或はアーセニクオキシサイドの如き金屬に對する防蝕劑を 0.2~0.5%, 時に 10% 混入するのが普通なり。

鹽酸の處理は弗化水素壓入後少くとも 2~3 時間後に行ふのが適當にして鹽酸

の濃度は略 35% 位なり。弗化水素及び鹽酸の使用量の割合は常に異なるも一般に弗化水素 50~100 バレルの時使用するべき鹽酸の量は 20~50 バレルなり。

上記の方法に依り砂岩を處理したる後の孔隙率の増加はワックスにて内面を塗壁せし鉛のチューピング内に砂岩を詰め一端より 20 封平方吋の壓力にて蒸溜水を壓入し、水が砂岩を通過する難易を測定する事に依り知るを得。

3. 酸と弗化物を別々に油層に送入する方法。

上記の如く弗化水素を直接坑井に注入するは危険なるのみならず種々の點で障害を伴へる爲め、最初無機酸を、次に弗化物の溶液を壓入せしめ油層内にて弗化水素を發生せしむ。此の目的には弗化ナトリウムと鹽酸を使用するも鹽酸は可成り餘分に加へる必要あり。

4. スラッグ法に依る酸處理。

弗化ナトリウムの水溶液と鹽酸を油層内にて均一に反應せしめて弗化水素を生ぜしむる爲めスラッグ法と稱せらるゝ油層の處理法が採用せらる。

先づ必要全酸量の 10~25% の酸のスラッグを油層に壓入し、次に全量の約 2% に相當せる弗化物のスラッグと約 3% の鹽酸のスラッグを交互に油層に壓入す。鹽酸の過剰量として全必要鹽酸の約 10% あれば可なり。

5. 酸、弗化物混合液を壓入せる方法

上記スラッグ法は何回にも分けて鹽酸及び弗化ナトリウムのスラッグを交互に油層に注入せる爲め、注入作業も複雑な

り。故に最近水と油とのエマルジョン液を作り之に弗化ナトリウムの水溶液或は懸垂狀液を加へたる混合液を作り此の溶液に油と鹽酸のエマルジョン液を混合して處理液を作成し、油層に注入する方法が用ひらるゝも、又油に抗乳化劑を混入せる溶液に弗化ナトリウム及び鹽酸を別々に混入して油層の處理液とせる方法が考案されたり。

6. 滲透性促進劑。

此の混合液に更に滲透性を與へ處理液を油層の奥迄滲透せしむれば更に効果を増し、此の爲め表面張力の抑制劑を加へるのが可なり。

滲透性促進劑として、トルエン、ディサルフオニックアシッド、ディエチールナフターレンサルフオニックアシッド、或はポリナフターレンジサルフオニックアシッドが用ひられ略全液の0.3~0.5%を混入す。(石油時報, 767, 12~22, 昭18) [増井]

8881, 地中空気の放射能に現れたる地下構造の反映 初田甚一郎, 松澤 明, 龜井 清

地中に深さ1m, 直徑1.5cmの孔をボーリングステフキにて穿ち、孔内の空氣がRnにより飽和されたる後之を電離室に收容し檢電器に依り放射能を測定する方法、即ち滿洲國錦州省興成溫泉に於ける放射能探礦に井上宇胤博士が用ひられたる方法により、兵庫縣武庫山田村箕谷の斷層線附近の地中空気の放射能を測定せり。

上記斷層は上治博士六甲山塊地質圖に

於ける六甲衝上斷層と稱せらるるものにして略東西に走り、南側の含角閃黑雲母花崗岩と北側の第三系小部層との境をなす。

本斷層線を横切りて16m~66mの間隔を以て8ヶ所に於て測定せる結果次の如し。

花崗岩の部分に於ける放射能(1.81~1.39 Eman/l)は小部層(1.20~0.11 Eman/l)のそれに比して遙かに大で斷層に近づくに従ひ急激にその値は増大し、斷層線附近に於ては此の放射能曲線は著しき山を示すが如き曲線となる。此の現象は可溶Ra鹽が斷層の弱線にそひ地下水の循環と共に地表迄齎られ或はRn自身が地中の瓦斯と共に弱帶に沿ひ上昇し來たる結果と想像さる。

更に現地に於て採集せる花崗岩の土壤及び小部層の土壤につき GeigerMüller 計數管を使用してγ線の計數によりその放射能を比較せり。(京大地礦敎室學術報告, 1, 1~6, 昭17) [木崎]

窯業原料礦物

6882, 朝鮮産無水珪礬土礦物に就て 山田義雄

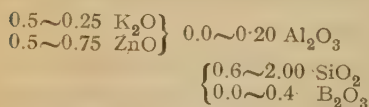
紅柱石、藍晶石及び珪線石の3種の無水珪酸礬土礦物の朝鮮に於ける産地及びその化學成分を表示せり。即産地は大體4地域及び2地點に別れ、第1區は平北義州郡南部地域にして珪線石を主とし稀に紅柱石を伴ふ、第2區は平南江西部一帯にして藍晶石を主とし之に紅柱石稀に珪線石を伴ふ、第3區は京畿道長淵堤

川兩郡地域にして紅柱石を主とし藍晶石を伴ふことあるも珪線石は見當らず、第4區は忠南瑞山郡地域にして紅柱石を主とし若干藍晶石もあり。以上の外に全北全州府麒麟峯に紅柱石、北清州府外に藍晶石の産出あり。以上の内7種の試料をSK 10番よりSK 18番(珪線石はSK 19番)迄に焼成したるものにつき焼成收縮率、吸水率、氣孔率、見掛比重、眞比重の變化を測定せり。即芝山里産及び赤丘里産の紅柱石はKS 14~15番で焼成せるときは比較的安定となり、花山里産紅柱石は藍晶石を含むを以てSK 15番に於て膨脹す。藍晶石は産地により變化に差異あれどSK 12番~SK 15番の間に變化略々完了するものなり。珪線石は前2者と異りSK 15~16番にて焼縮り之がムライトへ變化する溫度1550°C (SK 20~26番)に熱すると焼成溫度となる恐れあり。(窯業協會誌, 51, 4~7, 昭 18)〔木崎〕

6883, 熔融珪酸鹽の結晶性に関する研究

(1) 結晶釉の徐冷溫度に就て 平岡 尙

熔融珪酸鹽の結晶速度に関する豫備實驗として



なる加里亜鉛系釉薬を平面素地又は凹型素地上にて、700°~1200°に各3時間徐冷して結晶度を試験し、釉薬の組成、徐冷溫度及び結晶性の關係を論じたり。

即ち 1) ZnO を鹽基 1.0 分子に對し 0.6~0.7 分子を含有する釉薬が結晶化著

しく、ZnO がこれより多量になるときは更に高溫度に燒かざれば熔融充分ならず。2) SiO₂ は比較的少き方が結晶度よく、多量となれば結晶の成長良好ならず。従つて所謂中性釉薬最良なるが如し。3) 徐冷溫度 1000° 以上なるときは結晶の生成容易にして結晶は細長き形態を示し、1000° 以下なるときは結晶は短柱狀結晶となる傾向あり。4) Al₂O₃ を少量含有せる釉薬は礬土のものに比し結晶度稍増大す。更に Al₂O₃ 増加せるときは微結晶となりて不透明狀を呈することもあり。5) 少量の B₂O₃ を添加せる場合はその熱成溫度低下し結晶の生成も容易となる。6) Al₂O₃ 及び B₂O₃ 共存せる釉薬の結晶度極めて良好なり。(窯協誌, 50, 507~513, 昭 17)〔木崎〕

6884, 鱗珪石煉瓦の試作に就て(第2報)

高良義郎, 池ノ上 典

第一報に於て其産狀及び附近の地質を明かにせる津奈木珪石(チャート質)、本宿珪石(石英片岩質)及び朝鮮白珪石(脈石英質)につき珪石煉瓦を製造すると全く同一の方法にて單味煉瓦を試作し、その物理的性質を検し、且つ熔融試験及び顯微鏡的並びにX線的試験を行へり。其結果は次の如し。

1) 津奈木珪石單味煉瓦は燒成による比重低下は良好にして、石英粒は殆んど微晶のクリストバライトに變化し、200°~300°間に於て著しき膨脹を示す。又熔融試験の結果は龜裂剝落甚しく良好ならず。

2) 本宿珪石單味煉瓦はその中の石英粒

の鱗珪石への轉移良好ならずして、且つ龜裂多し。熔融試験の結果も龜裂熔流甚たしく極めて良好ならず。又本煉瓦の氣孔率は他が 21% なるに反し 26% に達し、従つて微粉成分多きため容易に微粉碎さる。

3) 朝鮮白珪石單味煉瓦は他の煉瓦に比して鋼滓入耐火度は強いが、石英粒の燒成による轉移良好ならず、且つ熔融試験も龜裂激しく所謂白系珪石の缺點を示せり。(窯協會誌, 50, 514~518, 昭17)

[木崎]

6885, $\text{Na}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3$ 二成分系 Morey, G. W., Merwin, H. E.

$\text{Na}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3$ 二成分系を研究し、次の化合物を確認せり。 $2\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ の熔融點は 625°C にして、結晶の屈折率は $\alpha=1.500$, $\beta=1.520$, $\gamma=1.550$, 二軸性正なり。 $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ には三個の變態あり。 $\alpha\text{-Na}_2\text{O} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ は 742°C にて熔融し、結晶は二軸性正, $\alpha=1.471$, $\beta=1.493$, $\gamma=1.528$ の屈折率を示す。 $\beta\text{-Na}_2\text{O} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ は $\alpha=1.50$, $\beta=1.52$, $\gamma=1.555$ なり。又 $\gamma\text{-Na}_2\text{O} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ は $\alpha=1.526$, $\beta=1.544$, $\gamma=1.576$ なり。 $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3$ は 766°C にて分解熔融す。光學性は二軸性負にして、屈折率は $\alpha=1.453$, $\beta=1.525$, $\gamma=1.551$ なり。 $\text{Na}_2\text{O} \cdot 4\text{B}_2\text{O}_3$ は 816°C にて熔融し、結晶は二軸性正, $\alpha=1.499$, $\beta=1.525$, $\gamma=1.582$ なり。(Jour. Am. Chem. Soc. 58, 2248~2254, 1936)[大森]

石

炭

6886, 石炭の變質程度に對する一要素として Donetz Basin の地史に就て

Pogrebitzky E. O.

Donetz Basin に於ては褐炭から無煙炭迄知られてをり、其の變質程度の差に就ては次の如き關係が存在す。即(1)石炭の變質程度は層位學的に高いものから低いものに向つて増加し、(2)同層位の炭層に於ては場所に依つて異なる。

一般に石炭の變質程度の相違は層位學的な要素に依るよりも、產出する地域に依る方が大なり。

炭層の構造や、間に挟れる岩石等の成分、構造を見るに、變質程度の相違は炭層生成當時の狀態及び原物質の成分の差に依るものにあらざる事を示せり。

石炭の變質程度は火成岩の接觸作用とは關係なく、夾炭層の厚さの増加との間に何等かの關係の存在を思はせるも、Donetz Basin の變質程度の差は構造地質即其の地史に關係があるものと如し。

無煙炭は Basin の地向斜の中央部に、褐炭は platform に 瀝青炭は platform と地向斜の間に生ず。石炭に與へる變質作用は地向斜帶に於て最も大なり。(Internat. 17. Geol. Cong. Abstract. p 44)[増井]

参 考 科 學

6887, 足柄層に就いて 津屋弘達

箱根火山の東北部に發達せる足柄層は下部鮮新世と考へられ、上下二帶に區別さる。上帶は石英閃綠岩礫、御坂變成岩礫等を多量に含む礫岩層と之等の岩石の

碎片から成る砂岩層を主とするに反し、下帯は石英閃綠岩礫に極めて乏しき礫岩層と變質安山岩質碎片を含む砂岩層を主とす。

此の上下兩帶の間には明瞭なる不整合關係は未だ認められざるも、上帶側は下帶側に對し不連續的に石英閃綠岩礫及び大形目化石を含むのみならず、偽層構造を有し、且つ一層大なる傾斜を示す事實より見て、堆積條件に多少の變化を示せし地殻運動が起りしものと考へらる。(震研彙報, 20, 316~321, 昭 17)[増井] 6888, 神繩衝上斷層の西翼に就いて 津屋弘達

上記論文に於て示せる下部鮮新世なる足柄層と丹澤山塊の中新世御坂統とは所謂神繩衝上斷層に依り境され、此の西翼は小山町の北方中島、柳島迄追跡さる。而も御坂統は足柄層のみならず更に若い柳島層上に衝上せる状態が明に認めらる。此の衝上斷層は略東西に走り北方に約 45° の傾斜を示す。柳島層の地質時代は獨立的に未だ認められざるも、相對的に足柄層より後、湯船層より前であり、岩質及び構造より見て上部鮮新世乃至下部洪積世と考へら。従つて神繩衝上斷層は此の時代後に初めて現れしものなるか、或はそれ以前に既に存在し再活動せしものと認めらる。(震研彙報, 20, 322~335, 昭 7)[増井]

6889, 錦洲省壺蘆島附近の震旦系 松下

進

壺蘆附近の地質系統は下記の如くに區分せらる。

VI 層 珪岩、粘板岩及び珪板岩層

.....800m+

— 衝 動 —

V 層 珪岩及び礫岩層2060

IV 層 珪質石灰岩層400

III 層 石英砂岩、花崗質砂岩及び
細土岩層200

II 層 黑色粘板岩層250

I 層 花崗質砂岩及び細粒砂岩層
.....250

— 不 整 合 —

花崗岩

本地域の震旦系と河北省蔚縣-熱河省興隆縣のそれと對比すれば、上記の I, II, III, IV 層を夫々後地方の長城石英岩、串嶺溝頁岩、大虹峪石英岩、高子莊石灰岩に相當するものと考へたり。

更に又壺蘆島の震旦系は大觀するに上、中、下の三部に大別せられ、上、下部は碎屑岩、中部は石灰岩にして、堆積輪廻をなし、全體として大和尚山統に相當するものと考へらる。

構造は北東方向の軸を有する背斜層をなせるものと考ふことを得。而して其の軸は半島の方に斜交す。本地域には又各種衝上或は正斷層觀察せらる。(滿洲地質彙報, 105, 庚 9)[増井]

本 會 役 員

幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
庶務主任	鈴木 醇	伊藤 貞市	
圖書主任	竹内 常彦	會計主任	高根 勝利
	大森 啓一		

本 會 顧 問 (五十順)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	大井上義近	大村 一藏
加藤 武夫	木下 龜城	木村 六郎	竹内 維彦	立岩 巖
田中 館秀三	中尾 謹次郎	野田 勢次郎	原田 準平	福田 連
藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭	本間 不二男	松本 唯一
松山 基範	松原 厚	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次
井上禧之助				

本誌抄録欄擔任者 (五十順)

大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	木崎 喜雄	北原 順一
鈴木 廉三九	高根 勝利	高橋 純一	竹内 常彦	根橋雄太郎
増井 淳一	八木 健三	渡邊萬次郎		

編輯兼本名隆志
發行人

仙臺市東北帝國大學理學部内

印刷人 笹 氣 幸 助

仙臺市國分町 88 番地

印刷所 笹 氣 印 刷 所

(東宮103) 仙臺市國分町 88 番地

發行所 日本岩石礦物礦床學會

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本出版文化協會會員番號222156

配給元 日本出版配給株式會社
東京市神田區淡路町 2 丁目 9 番地

發賣所 丸 善 株 式 會 社

東京市日本橋區通 2 丁目

(振替東京 5 番) 承認番號 41

昭和 18 年 3 月 25 日印刷

昭和 18 年 4 月 1 日發行

本會入會申込所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

本會會費發送先

同學會内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 4 圓 (前納)
1 ヶ年分 8 圓

本誌定價(會員外)

1 部 ⑧ 80 錢 (外郵稅 1 錢)

本誌廣告料

普通頁 1 頁 20 圓

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

Cinnabar placer of Horokanai, Isikari J. Harada, *R. H.*

Nickel ore deposits of the Wakayama mine..... T. Matukuma, *R. S.*

Editorials and reviews:

Thermal changes of copper and iron sulphide minerals(II).....

..... M. Watanabe, *R. H.*

Notes and news:

Announcement for 15th. general meeting.

Abstracts:

Mineralogy and crystallography. Talasskite, a new variety of olivine etc.

Petrology and volcanology. Occurrence of olivine at the peripheral zone of hypersthene phenocryst etc.

Ore deposits. Molybden deposits in the vicinity of Hukuoka etc.

Petroleum deposits. Increased oil production by means of chemical treatment etc.

Ceramic minerals. Anhydrous aluminosilicate minerals from Korea etc.

Coal. Geologic history of the Donetz Basin etc.

Related science. On the Asigara formation etc.

**Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.**